U. D. C. 55 (05)

地質調査所月報

第 8 巻　第 1 號

目　　次

報　文

中村久由，比留川貴：群馬県万座温泉調査報告
—特に変質帶と噴気・温泉との関係　2—……1
安斎俊男：宮城県宮崎鉱山石膏・マンガン鉱床調査報告……15
本島公司：群馬県磯部町附近地化学調査報告……23
立石哲夫，平沢　清：千葉県横芝町附近地震探査報告
—関東地方における地震探査(II)—……41

概　報

小村幸二郎：奈良県吉野郡下の層状含銅硫化鉄鉱床概査報告……51

雜　報

秋田県獺生鉱山調査報告
島根県大東鉱山のモリブデン鉱床の概要
山口県豊神鉱山鉄鉱鉱床調査報告

資　料

アイソトープ地球化学

工業技術院地質調査所

昭和 32 年 1 月

58

551.21/.23 : 550.8(521.24)

群馬県万座温泉調査報告

—— 特に変質帯と噴気・温泉との関係　2 ——

中村久由*　比留川貴**

Geology and Hotsprings in the Manza Thermal area, Gunma Prefecture

By

Hisayoshi Nakamura & Takashi Hirukawa

Abstract

The Manza thermal area, Gunma Prefecture, situated on the western mountain side of the Kusatsushirane volcano is one of the typical volcanic hotsprings in Japan.

Fumaroles and hotsprings are distributed along the Manza river. Fumaroles named as Karafuki spout wet vapour, and hotsprings are charactrized by strong acidity and high content of Cl' and SO_4'' approaching high temperature zone. Judging from the similarity of chemical properties of condensed water of fumarloes and hotsprings, it is clarified that fumaroles in this area are strongly affected by underground water; and they are regarded as secondary vapour emitted from the boiling acidified underground water.

The altered zones are divided into siliceous and argilaceous one. Siliceous zone is situated on the eastern top of argilaceous products. The dyke-formed argilaceous zones developed along the high way from Manza to Karuizawa are regarded as deeper facies of alteration in this area. These are composed of unaltered two-pyroxene andesite, week altered part, dark blue clayey part, (iron sulphide zone) and white clayey part (Kaolinite zone). The analytical results of each part are shown as follows.

(1) SiO_2 has an intimate relation with the balance of iron and iron sulphide. Concentration and migration of SiO_2 are caused the compensation with the loss and gain of Fe content.

(2) TiO_2 and Al_2O_3 are unvariable through alteration process.

(3) MgO has a opposit relation to K_2O between the dark blue clayey part and the weak altered part.

(4) CaO and Na_2O are decreased approaching the centre of alteration. Altered zones are regarded as the products formed by fumarolic action in active time, while hotsprings emitted from these altered zones are produced secondly by the underground water mixed with fumarolic gas. According to the distribution of Cl' content of thermalwater there are two types of hotsprings in altered zones. One is the type showing high Cl' content in the centre of thermel activity, the other is low in the centre. It may be probable that the above-mentioned distribution of Cl' content is under the control of diffusing speed of fumarolic gases through the country rocks.

まえがき

上信越国境附近はわが国でも新期火山の密集する地域として知られている所である。なかんずく，北部信濃地方から上越国境の三国山系に至る地帯では，第三紀深成岩(石英閃緑岩)およびいわゆる緑色凝灰岩類を基盤とする地域に多くの火山が存在し，同時に温泉もこの地方一帯にわたつて広く分布している。いわばフオツサマグナ東縁地帯にあたるこの地域の温泉については，これまでその調査結果のいくつかを報告してきたが，こゝで述べようとする群馬県万座温泉は草津白根火山の西側山腹に位置する温泉で，この東側にある草津温泉とならんで，わが国でも典型的な火山地帯温泉の1つに数えられるものである。

火山地帯温泉の性格が，温泉地質学の基礎をなすものであることは，いまさら強調するまでもない。特に，噴気と温泉とが共存する地域は，地下水と噴気ガスとの接触状態を考察するうえに，重要な意味を含む。この両者の関係については，これまで，変質帯上に分布する噴

* 地質部
** 技術部

第1図 万座温泉附近地質図（熔岩の分布は5万分の1草津図幅による）

気・温泉の成分的特徴を手掛りとして1，2の地域で概念的な説明を与えたが，変質帯の構成，形態等の点が充分明らかにされなかつたため，多くの問題が未解決のまま残されていた。

万座温泉における調査も変質帯の諸性質を検討し，地下水と噴気ガスとの接触状態についての解析に主眼をおいたものである。幸いこの地域では，道路の切割に沿い，比較的良好な変質帯の断面がみられるので，変質帯の性質を考察するうえに，まず条件に恵まれた調査地であるといえるところである。

以下，調査結果の概要を述べることにする。

1. 地質概説

万座温泉附近の構成地質はほとんど高井熔岩からなり，その東と南側に新期の白根熔岩および本白根熔岩が分布する(第1図)。この高井熔岩は「須坂」地質図幅の東端にある黒湯山から，万座山に連なるものの一部で，黒色緻密の複輝石安山岩からなり，この地方の新期火山活動のうち，初期の活動に関連あるといわれるものである。

万座温泉に分布する高井熔岩は相当広い範囲にわたつて変質作用を蒙る。変質帯については，項を別に設けて説明するが，温泉・噴気とのつながりもあるので，一応こゝでその概略を述べておくことにする。

万座附近の変質帯は万座川上流の各支流に沿つて発達し，次の地域に大別される。

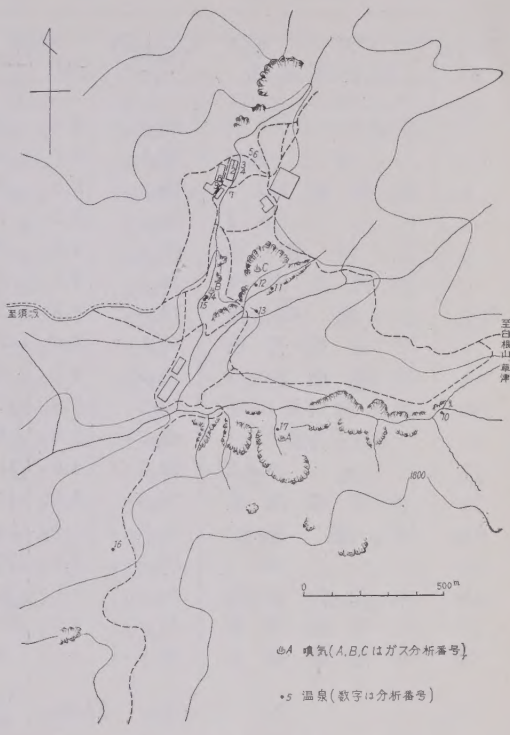
1. 万座沢に沿うもの(万座沢変質帯)
2. 大苦湯沢に沿うもの(大苦湯沢変質帯)
3. 法性沢に沿うもの(法性沢変質帯)

変質帯の分布範囲は一般に地形が緩く，局所的に地辷地形を呈するところもある。なお上記の各変質帯の東側に，著しく堅く珪化した部分があり，万座沢で特に著しい。また，この万座沢に沿い，いま述べた珪質物の岩片を含む褐鉄鉱質の礫層が分布し(第1図)，この附近を覆うローム層に移化している。そして，万座沢に沿うこの褐鉄鉱質の礫層はロームとともに変質しているので，この地域の変質作用は，礫層の堆積以前に始まり，引続き進行して現在みられるような範囲にまで及んだとみなされるのである。

2. 温泉および噴気

2.1 分　布

万座温泉というのは，前述の変質地帯から湧出するいくつかの温泉と，この地域からいくぶん南にはづれて位置する卵茹および垂水湯等の温泉を含むものをいい，これらを大別すると上の区の湧泉群(万座沢変質帯)と下の



第2図　噴気および温泉分布図

区の湧泉群(大苦湯沢変質帯・法性沢変質帯)とに分かれる(第2図)。これらのなかには，通称「地熱」および「空噴(からふき)」と呼ばれて，噴気状の露頭を示すものもあるが，その大部分はいわゆる温泉であり，後でも述べるように，この地域はすでに相当地下水の影響を受けているとみなされるところである。

次に温泉の分布について簡単な説明を加えておく。

万座沢変質帯に伴なう温泉群　上の区の湧泉群がこれに相当する。万座沢を挟んで，右岸と左岸から湧出し，右岸のものは直接湧出状況はみられないが，左岸では湯畠をなして流出している。なお，変質帯の中心では万座沢から導いた川水を地熱で加温しているところもある。

大苦湯沢変質帯に伴なう湧泉群　下の区の主体をなすもので，大苦湯沢の入口と奥との2地域から湧出する。入口附近のもののなかには「地熱」といつて噴気状の露頭を示すものであるが，その勢力はあまり活潑でない。

法性沢変質帯に伴なう温泉群　比較的広い変質区域でありながら，温泉の数は割合少ない。変質帯のほゞ中心に位置を占める「空噴」は，この地域内で見掛上最も強い噴出状態を示すが，そのすぐ傍から強酸性の温泉が湧出している。変質帯東端にある奥万座温泉は法性沢上流の河原から湧出し，多量の硫化水素を含む。なお，後でも

第1表 万座温泉噴気ガス

No.	試料採取地	Temp. (°C)	pH	Acidity (m. eq/l)	Total SO_4^{-2}	Free H_2S	T.S.M.	Total SiO_2	Cl^{-1}	NH_4^{+1}
1	日進館ラジウム泉	93.2	2.8	5.74	783	6.3	1,571	141	245	0.5
2	〃 鉄湯	85.1	2.7	6.62	725	66.0	1,405	123	179	0.5
3	常盤屋 No. 1	55.8	2.8	9.37	659	47.9	1,070	112	104	0.8
4	〃 No. 2	88.0	2.8	7.13	672	37.9	1,255	127	236	0.5
5	松屋源泉	62.6	3.5	5.63	66	84.8	155	43	11.4	0.4
6	加熱前表流	16.2	3.8	0.68	72	0.0	200	46	14.2	0.4
7	乱麻の滝	14.5	3.3	1.26	122	0.0	265	51	11.3	0.6
8	日進館苦湯	81.1	2.9	7.29	743	58.0	1,310	126	184	0.6
9	常盤屋 No. 3	77.5	3.0	8.96	859	72.0	1,525	219	241	0.5
10	奥万座白根山荘	54.0	3.2	12.78	368	719	645	74	47	0.5
11	大和屋大苦湯 No. 1	62.8	2.9	15.21	925	107.3	1,230	95	154	0.6
12	〃 No. 2	59.5	2.9	11.97	835	57.4	1,172	86	164	0.6
13	豊国館源泉	70.0	2.8	13.68	712	55.4	1,085	125	161	0.6
14	地熱 No. 1	90.0	1.9	24.0	1,270	28.4	1,903	181	70	0.5
15	〃 No. 2	93.3	2.1	20.4	1,440	15.2	2,977	401	773	0.5
16	草津営林所	90.5	2.0	78.7	5,320	18.9	7,498	393	40	20
17	空噴際湧湯	95.0	1.7	63.2	4,650	11.7	10,556	393	3,414	1.6
18	空噴凝縮水	94.5	—	3.00	20	—	146	22	77	0.5

	No.	Temp.	Condensed H_2O (vol.%)	H_2S (vol. %)	$CO_2+(SO_2)$ (vol. %)	O_2 (vol. %)	残ガス (vol. %)
ガス成分中上段は無水物の組成，下段は含水物の組成を示す	A. 空噴	94.8	99.4	54.9 0.3294	40.6 0.2436	0.3 0.0018	4.2 0.0252
	B. 地熱	94.3	99.3	41.6 0.2912	39.6 0.2772	0.3 0.0021	18.5 0.1295
	C. 大苦湯	93.5	99.2	29.3 0.2344	63.4 0.5072	0.2 0.0016	7.1 0.0568

分析：比留川 貢

述べるが，この区域の変質範囲は地質図で示すよりもつと西側に延びているので，一見，いままで述べた温泉群よりかなり隔たつた場所に位置する卵茹および垂水湯等の温泉もこの変質帯の西端に伴なう湧泉とみなすことができる。このうち，卵茹は微弱な噴気露頭をもつといわれるが，その詳細は明らかでない。また垂水湯の源泉附近一帯も湿地（褐鉄鉱？）となつているためその状況は不明である。

2.2 温泉水および噴気ガスの化学成分

前項で述べたように，この地域の温泉および噴気は変質帯の分布と密接なつながりがある。

今回，これらの温泉・噴気のなかから代表的な試料を選び，主要化学成分の分析を行つたが，こゝではその分析結果を参考にして温泉水の化学性について簡単な説明を加えておく。

なお，変質帯と温泉成分との関連については，項を改めて述べることにする。

温泉水 第1表の分析結果から明らかなように，この地域の温泉水はいずれもかなり高温で，しかも液性は強い酸性を呈する。

この地域の温泉が，成分含量のうえでどのような特徴をもつかという点を検討するため，各成分の分布および各成分間の相互関係を列記すると次の通りである。

（i） Cl' の分布 第1表の分析表をみると，各変質帯に伴なう温泉は，水温，Cl' 含量のうえからいくつかのグループに大別されるが，その配列をみるとほゞ中心にきわめて Cl' 含量の高い湧泉を置き，その外側に移るほど，Cl' 含量が逓減する傾向がある。次にいま述べたグループを示す。

（1） 万座沢変質帯に伴なうもの

	Cl' (mg/l)	水温 (°C)
上の区湧泉群	104～245	55.8～93.2

（2） 大苦湯沢変質帯に伴なうもの

	Cl' (mg/l)	水温 (°C)
地熱 No. 2	773	93.5
下の区湧泉群	154～161	59.5～70

および温泉水分析表　　単位　mg/l

Al^{+3}	Mn^{+3}	Fe^{+2}	Fe^{+3}	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Ca/Mg	Na^{+1}	K^{+1}	Na/K
6.3	3.4	0.1	0.0	36.9	91.2	0.40	178.2	22.0	8.1
9.4	5.0	0.2	0.0	34.0	80.4	0.42			
19.0	2.9	4.3	0.0	33.7	35.0	0.96	89.7	21.4	4.2
10.4	10.3	1.7	0.0	46.5	59.0	0.79			
5.8	0.2	0.1	0.0	11.2	3.7	3.03			
7.8	tr.	0.1	0.1	13.4	3.9	3.44			
7.9	0.2	0.3	1.2	17.7	5.5	3.22			
8.1	4.0	0.5	0.0	35.4	79.7	0.44	139.3	16.4	8.5
11.1	7.0	2.2	0.0	41.1	77.5	0.53			
9.3	0.6	0.3	0.0	83.2	15.3	5.44	29.9	6.4	4.7
12.7	1.3	1.4	0.0	52.5	32.3	1.62			
13.4	2.0	0.5	0.0	54.4	33.4	1.66			
13.1	2.9	0.9	0.0	55.4	34.7	1.60	100.3	26.6	3.7
21.7	1.0	68	0.0	28.0	17.2	1.65			
7.1	26.3	13.6	0.0	42.1	158.6	0.27	390.3	67.9	5.7
245	2.2	56.0	0.0	70.8	45.8	1.55			
71	113	11.0	0.0	37.6	484	0.08	1941.4	263.1	7.3
5.1	—	4.4	0.0	2.7	6.1	0.44			

地熱 No. 1　70　90

(3)　法性沢変質帯に伴なうもの

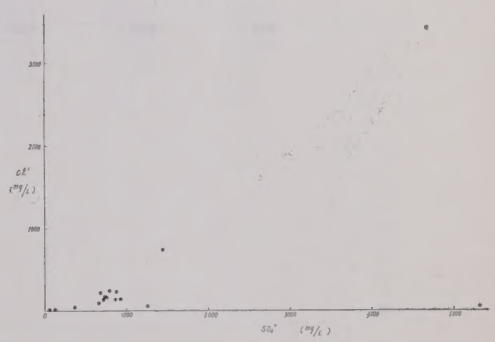
	Cl′(mg/l)	水温 (°C)
空噴傍湧泉	3417	95
奥万座温泉	47	54
垂水湯	40	90.5

(4)　その他地表水の性質に近いもの

	Cl′(mg/l)	水温(°C)
乱麻滝	11.3	14.5
松屋源泉	11.4	62.6
万座沢上流沢水	14.2	16.2

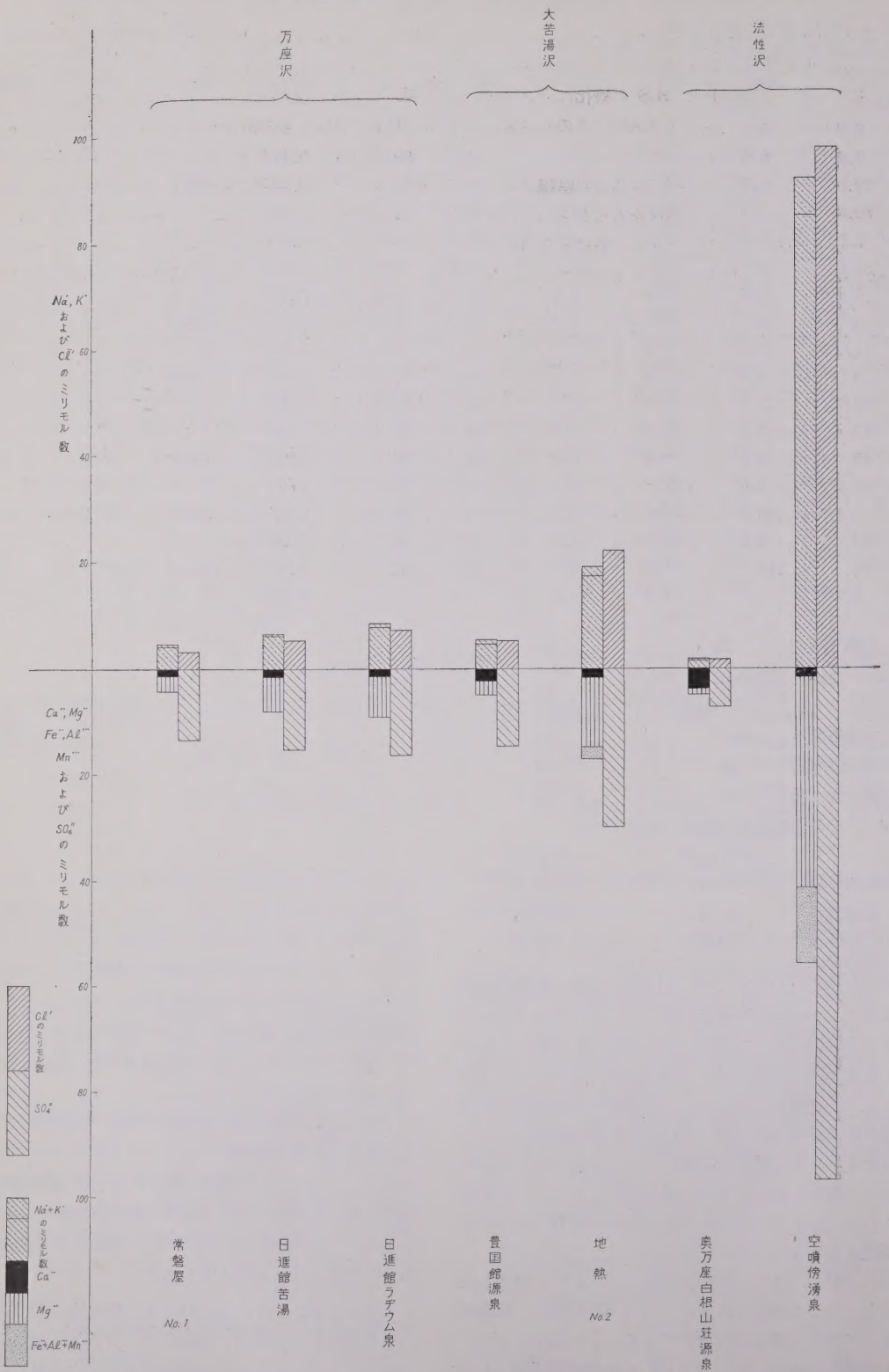
上記の各グループのうち，(4)はほとんど地表水に類するので，一応説明を省略することとし，他のグループについてその占める位置と Cl′ 含量とを比較してみると，各変質帯は東西方向に Cl′ 含量を変えるだけでなく，さらに空噴を中心として，法性沢→大苦湯沢→万座沢の方向に移るほど，Cl′ の最高値が漸次逓減することがわかる。また変質帯の規模については上で挙げた順に従がい，南から北に移るほど漸次小さくなることを併せ考えると，いま述べた Cl′ 含量の高低は変質作用の強さに関連あることを示しているともいうことができる。

(ii)　SO_4''　SO_4'' 含量の分布がどのような傾向を示すかということを知るために，まず Cl'〜SO_4'' 相関図を作つてみると第3図の通りである。この図をみると，2,3 の例外を除き，SO_4'' は Cl′ と正の相関関係にあることがわかる。そして高温温泉では，Cl′ 含量の最低の場合でも大体 500 mg/l 程度の SO_4'' を含むことになる。例外の1つである奥万座温泉は 719 mg/l という多量の硫化水素を含むにもかゝわらず，SO_4'' としては僅か 368 mg/l 程度しか含有しないのは，低温のため H_2S の酸化が充分行われないためであろうか。逆に，これも例外として挙げられる地熱 No. 1 および垂水湯はいずれも，むしろ遙かに高い SO_4'' 含量で特徴づけられる。これは，その産出状態からみて，地表近くで生成した SO_4'' が蓄積されたためであろう。



第 3 図　Cl′—SO_4'' 相関図

このように，SO_4'' のなかには，初生的に Cl′ と平行して供給されるものと，地表部で，2次的に蓄積されるものとがある。そして，一般に高温で Cl′ 含量の多いも


万座沢
大苦湯沢
法性沢
Na⁺, K⁺ およびCℓ⁻のミリモル数
Ca⁺⁺, Mg⁺⁺ Fe⁺⁺, Aℓ⁺⁺⁺ Mn⁺⁺⁺ およびSO₄⁻⁻のミリモル数
Cℓ⁻のミリモル数
SO₄⁻⁻
Na⁺+K⁺のミリモル数
Ca⁺⁺
Mg⁺⁺
Fe⁺⁺+Aℓ⁺⁺⁺+Mn⁺⁺⁺
常磐屋 No.1
日進館苦湯
日進館ラヂウム泉
豊国館源泉
地熱 No.2
奥万座白根山荘源泉
空噴傍湧泉

第4図　温泉成分比較図

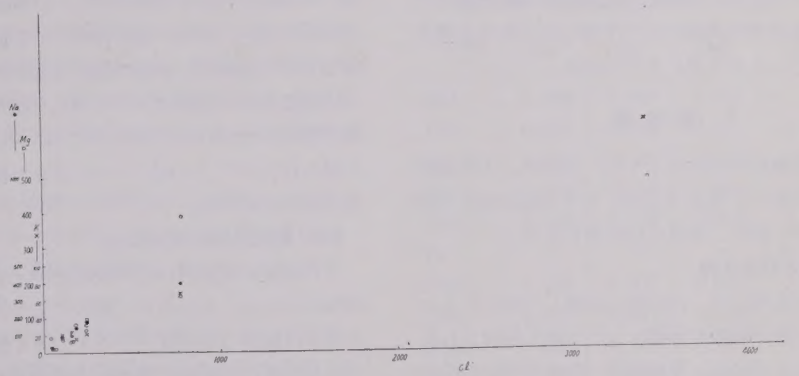
のほど H_2S が少なく，低温で Cl' 含量の少ないものほど多量の H_2S を含むことから知られるように，SO_4'' の生成は噴気ガス中に含まれる H_2S の酸化に関連があり，特に初生的な SO_4'' の生成は亜硫酸ガスの発生量に直接的なつながりをもつと考えられる。

(iii)　Na^+ と K^+　万座温泉群の各湧泉が陰陽イオンの結合関係のうえでどのような特徴をもつかという点を検討するため，別報文で試みたように，各成分含量をミリモル数に換算し，その値をおのおの比較してみると第4図の通りである。

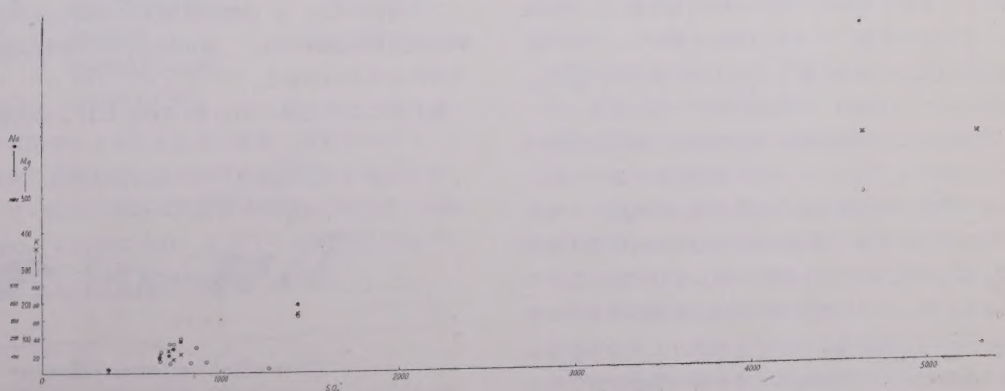
第4図をみてまず注目をひくことは，空噴や地熱 No. 2 傍の湧泉のように，Cl' 含量高く，しかも酸性の強いものでも，Cl' に対するアルカリの含量がほとんど等量に近いということである。特に，いま挙げた空噴や地熱 No. 2 を除く上の区，下の区湧泉群のほとんど全部が Cl' に対してアルカリの過剰という形を示している。いいかえるとこの地域の温泉水は，相当量の陽イオンを含むことを示し，そのなかからアルカリの含量だけを取出してみると，この成分は，Cl' だけでなく，SO_4'' の生成にも関連して，温泉化作用の過程で接触する岩層から抽出されたとみなされるのである。

第5図および第6図は，Cl' および SO_4'' と $Na^+ \cdot K^+$ および Mg^{++} の相関図を示したものであるが，SO_4'' における2, 3の例外を除き，いずれもこの間に正の相関関係のあることを明瞭に認めることができる。

(iv)　Ca^{++} と Mg^{++}　Ca^{++} と Mg^{++} のうち，Mg^{++} 含量については，第5図および第6図で示したように，ほぼ Cl' および SO_4'' と正の相関関係にあることが知られる。特にこの関係は Cl' との間で明瞭である。これに対して，Ca^{++} 含量の方は，Cl' および SO_4'' と明瞭な関係を示さず，たゞ僅かに，Cl' および SO_4'' が逓減するものに，若干増加するような傾向がみられる。このように Ca^{++} 含量が，僅か 30～85 mg/l 程度にすぎず，しかも Cl' および SO_4'' とあまり明瞭な相関関係を示さないことは注目に値する。すなわち，この関係から推察すると，温泉水と接触する岩層の CaO が，Na_2O, K_2O および MgO 等に較べ異常に少ないためにこのような現象が生じたのではないかと思われるからである。



第　5　図



第　6　図

噴気ガス　万座附近における噴気露頭は僅かに空噴と地熱にすぎない。しかもこれらの噴気のすぐ傍に，酸性の熱水が湧出しているので，上記の露頭は高温の温泉から発散した2次的な蒸気とみられる疑いが強い。特に，後述のように空噴の噴気凝縮水の成分が多分に温泉水に近い性質を示すことからもこのことがうかがわれる。このように大苦湯沢に沿う地熱および空噴等の噴気は高温温泉の沸騰によつて生じたいわゆる2次的な湿り蒸気に相当するものとみなされる。

なお，空噴の凝縮水については第1表から明らかなように，その化学成分のうえでいくぶん異なつたところがある。すなわち，一般の噴気地帯のそれに較べてその液性は酸性であり，しかも比較的多量の Cl' を含み，また $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, $Al^{\cdot\cdot\cdot}$ 等の陽イオンも存在する。一般の噴気ガスの凝縮水がほとんど中性ないし微酸性であり，しかも Cl' 含量はきわめて微量である。もちろん $Al^{\cdot\cdot\cdot}$ 等はほとんど存在しない。存在地点からみて，この地域の噴気ガスはいわゆる火口性噴気ガス 註1) に相当するものでないことは明瞭であるから，空噴における凝縮水の化学成分の異常は，温泉水の混入に起因しているということができる。すなわち，空噴の噴気は純粋な乾き蒸気ではなく，高温温泉水の沸騰によつて生じたいわゆる湯まじり蒸気に類するとみなされるのである。

3. 変質帯

万座附近の変質帯は前述のように，万座沢，大苦湯沢および法性沢に沿つて発達するが，その主体は粘土化帯であり，東側の一部に，硬質の珪化帯を伴なう。

3.1 珪化帯と粘土化帯

こゝでいう珪化帯とは，珪石帯と区別して用いたもので，変質帯の一部が珪酸の影響によつて固く固化されたものをいう。したがつて，その原岩（珪化作用を受けない以前の岩石）が珪石質の場合，粘土質の場合，あるいはほとんど変質を受けない熔岩の場合もある。この地域でも，各沢の変質帯ごとでその原岩を異にし，万座沢および大苦湯沢では粘土化帯とその上位にある珪石質の一部が珪化され，法性沢では粘土化帯の一部が固化している。万座沢および大苦湯沢における粘土化帯と珪石質の部分との関係は，明らかに一連の変質作用によつて生じたものであり，珪石質の部分は最も浅い変質相とみなされるので，この地域の変質作用は大別して粘土化作用（その一部に珪石化作用）と珪化作用とに分けることができる。そして，このうち珪化作用は，変質作用の行われたある過程で，特に東側で強く行われた形跡を残し，珪化帯が褐鉄鉱質の礫層に覆われていることから判断して，その時期は変質作用の比較的初期であつたとみなすことができる。

3.2 珪石帯と珪化帯

万座沢および大苦湯沢での観察によれば，粘土化帯の上位に珪石帯の存在が知られる。特に万座沢ではほとんど石英粒からなる珪石帯の一部が，まだ固化されることなく，割合脆い状態で存在する。しかし，同じこの万座沢でもいま述べた珪石帯の一部と下位の粘土化帯がはなはだ緻密に珪化され，この珪化帯がさらに大苦湯沢および法性沢にまで及んでいることは前述の通りである。

このように，珪石帯と珪化帯とは一応区別される性質のものであるが，このうち，珪石帯の生成については，すでにこれまで，しばしば報告したように，噴気地帯の表面が酸性の状態におかれることによつて，岩石中の陽イオンが溶脱し，残留した珪酸分からなる脆い珪石帯を生ずる現象とまつたく同じである。

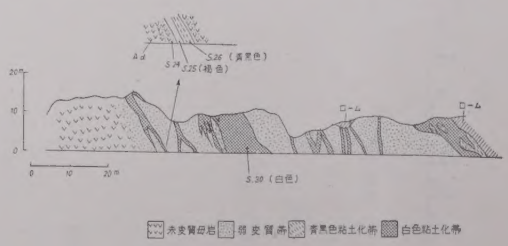
一方，珪化帯については前者ほど，その機構が単純ではなく，この地域の場合でも，変質帯の東側の部分だけ，なぜ珪化作用を受けたかという問題については充分明らかでない。たゞ，珪化作用の一般的な問題として，附加された珪酸が，未知の源から導かれたものか，あるいは変質作用の過程で1つの系内で相対的に珪酸分の濃集をきたしたためか，ということについて，1,2 の資料が得られたので，これについてはまた後で改めて説明を加えることにする。

3.3 粘土化帯の成分変化

この地域の変質帯はその大部分が，主として粘土質の産物からなる。もちろん，場所によつてその表面が軟質あるいは硬質の珪石質フイルムで薄く覆われているところもあるが，全般的にみると，その主体はほとんど粘土である。

この地域のなかで，法性沢変質帯の西側を通る万座—軽井沢自動車道路に沿い，脈状粘土化帯の新鮮な断面がみられるところがある。

第7図はこの道路に沿い約 1 km にわたる変質範囲



第　7　図

註1)　爆裂火口等のように火山活動の中心から噴出する噴気ガスで，凝縮水には多量の遊離塩酸を含むものを指す。

第2表 変質帯の化学成分

No.	20	24	25	26	30	66	68	71
SiO_2	56.57	56.36	57.30	52.53	68.61	63.44	82.60	58.72
TiO_2	0.77	0.76	0.75	1.03	1.01	0.88	0.37	0.65
Al_2O_3	16.55	17.61	15.12	19.13	17.76	17.32	11.62	16.72
Fe_2O_3	4.15	5.18	13.24	0.63	1.41	7.71	0.99	3.45
FeO	3.80	3.52	0.21	0.15	0.14	0.22	0.07	3.55
Fe	—	—	—	7.13	—	—	—	—
MgO	3.61	4.15	1.08	0.40	0.74	0.44	1.27	3.16
CaO	6.38	2.53	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	7.03
Na_2O	2.43	1.55	0.26	0.18	0.44	—	—	—
K_2O	1.33	0.44	2.15	2.82	1.63	—	—	—
$+H_2O$	2.30	5.00	5.74	4.79	3.61	—	—	—
$-H_2O$	0.92	2.68	3.96	3.00	4.52	—	—	—
Ig. loss	—	—	—	—	—	8.00	2.76	2.44
CO_2	1.05	—	—	—	—	—	—	1.41
S	—	—	—	8.20	—	—	—	—
Total	99.86	99.78	99.82	100.00	99.88	—	—	—
Sp. gr	2.76	2.75	2.82	2.92	2.65			

分析： 前田憲二郎

のなかで最も変質の著しい部分をスケッチしたものである。いうまでもなくこの変質部分は地表からある深さにおける変質状況の横断面であるから，原岩から変質の中心に向かい，各部分で，その成分を比較すれば，脈状変質帯における水平的な成分変化の状況がある程度理解できるはずである。

第2表はおのおの変質の程度に応じ，採取した試料の分析結果を示したものである。次にこの分析結果から，成分変化について2,3の点を検討してみることにする。

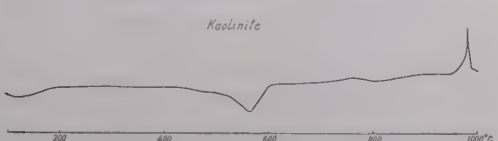
粘土化帯の構成

まず断面に沿つてみられる岩質の相違について簡単に述べておく。この変質帯は肉眼的に次の4帯に大別できる。

外側　非変質帯(母岩)
　　弱変質帯
　　青黒色粘土化帯
中心　白色粘土化帯

非変質帯はいうまでもなく未変質の母岩であつて，ここでは黒色複輝石安山岩の高井熔岩がこれに相当する。なお，この母岩の試料は変質帯に接近した部分から採取したため，2次的に生成した若干の方解石を含んでいる。弱変質帯はまだほとんど原岩の構造をそのまま残し，僅かに斑晶の斜長石が白色に変質し，スポット状を呈するものである。白色粘土化帯は黄鉄鉱をほとんど含まず，白色の柔軟な粘土で特徴づけられるが，このなかに赤褐色の鉄の縞を作ることがある。最後に，青黒色粘土化帯と呼んだのは，粘土化帯のなかで最も広い分布を占めるもので，その色調は微粒の硫化鉄によるものである。

なお，これらの試料について示差熱分析を行つた結果によると，白色粘土化帯はカオリナイトからなり，青黒色粘土化帯の方は硫化鉄多量のため充分明らかでない(第8図)。



第8図 白色粘土化帯 No. 30 の示差熱分析(分析：種村光郎)

粘土化帯の成分変化

第2表で示した分析結果から，こゝでは脈状変質帯における成分変化を考察してみることにする。なお，各成分含量が原岩に対してどのような増減関係を示すかということを検討するため，各成分含量を単位容積内の重量に換算したのが第3表である。

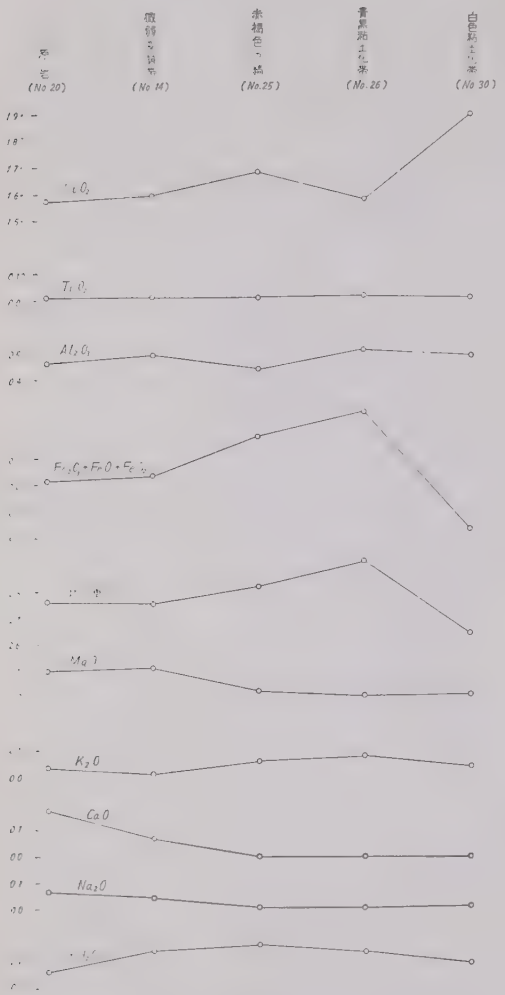
以下第3表を図化した第9図を参考にして各成分含量の変化について簡単な説明を加えておく。

第3表 単位容積内における各成含量の比較

No.	20	24	25	26	30
SiO_2	1.576	1.591	1.681	1.581	1.903
TiO_2	0.021	0.021	0.021	0.030	0.027
Al_2O_3	0.461	0.497	0.443	0.517	0.492
Fe_2O_3	0.115	0.146	0.388	0.018	0.038
FeO	0.105	0.099	0.006	0.004	0.003
Fe	—	—	—	0.214	—
MgO	0.100	0.117	0.031	0.011	0.020
CaO	0.177	0.071	0.000	0.000	0.000
Na_2O	0.067	0.043	0.007	0.005	0.012
K_2O	0.036	0.012	0.062	0.084	0.045
$+H_2O$	0.064	0.141	0.168	0.143	0.100
CO_2	0.029			—	—
S	—	—	—	0.246	—
比　重	2.76	2.75	2.82	2.92	2.65

(i) SiO_2 と鉄

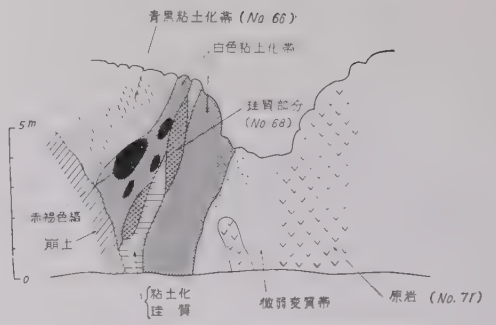
まず SiO_2 であるが，原岩に較べ微弱変質帯および青黒色変質帯はほとんど含量の変化がなく白色粘土化帯でいくぶん増加している。すなわち，No. 26 と No. 30 はおのおの同質の変質帯でありながら，一方ではほとんど鉄を含まず，一方では相当量の鉄を含む。いいかえると白色粘土化帯における SiO_2 の量的な変化は鉄含量と密接な関係にあり，鉄分の濃集と SiO_2 の濃集とが相互



第 9 図　単位容積内における含量の変化

補償的に行われたことを示している。

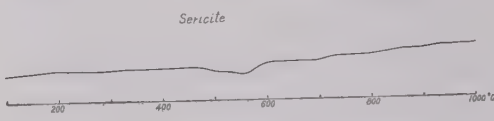
この類例として第10図に示したのは，松川上流（七味温泉—万座峠間）の沿岸でみられる局部的な変質帯の露出である。これも脈状変質帯とみなされるものであるが，そのなかから 2, 3 の試料を採取し，その部分分析を行つた結果を第 2 表の右に掲げたが，この表から明らかなように，白色粘土化帯における SiO_2 の濃集は，さらに強く行われ，約 1 m の幅にわたつて珪化の傾向すらみられる。たゞこの場合白色粘土化帯は示差熱分析の結果によると，以上述べたことがらから明らかなように，この場合の SiO_2 の動きは変質作用に伴なう原岩中の白色粘土化帯でいくぶん増加している。すなわち，No. 26 と No. 30 はおのおの同質の変質帯でありながら，一方ではほとんど鉄を含まず，一方では相当量の鉄を含む。いいかえると白色粘土化帯における SiO_2 の量的な変化



第 10 図　万座峠——七味温泉間変質部分見取図
数字は分析番号

は，鉄含量と密接な関係にあり，鉄分の濃集と，SiO_2 の濃集とが相互補償的に行われたようにみえる。

この類例として第10図に掲げたのは松川上流の七味温泉と万座峠の間でみられる局部的な変質帯の露出である。これも脈状変質帯とみられるものであるが，この場合は中心に青黒色粘土化帯がありその外側に白色粘土化帯を置き，微弱変質帯を経て原岩に移行している。そのなかから 2, 3 の試料を採取し，その部分分析を行つた結果は第 2 表の右側に掲げたが，この表から明らかなように，白色粘土化帯の一部に SiO_2 の濃集がさらに強く行われ，約 1 m の幅にわたつて珪化の傾向すらみられる。たゞこの場合，白色粘土化帯の粘土鉱物は，示差熱分析の結果によるとセリサイトからなる（第 11 図）。



第 11 図　白色粘土化帯 No. 68 の示差熱分析
（分析：種村光郎）

以上述べたことがらから知られるように，この場合の SiO_2 の動きは変質作用に伴なう原岩中の SiO_2 の移動であり，その濃集いかによつては珪化部分の生成すらみられることがある。このように，鉄と SiO_2 との間には成分の移動，濃集という点について密接な関連があるようにみえるので，さらに，もつと広い範囲にわたつて変質帯の周囲に発達する珪化帯の生成について検討してみる必要があると思われる。

(ii)　Al_2O_3 および TiO_2

単位容積内における Al_2O_3 および TiO_2 の重量を比較してみると各変質帯を通じてその値がほとんど変化していないことがわかる。すなわち，原岩から青黒色粘土化帯にわたる変質帯の生成範囲内で，その環境が Al_2O_3 および TiO_2 の動きにほとんど影響を与えなかつたことを示している。

(iii)　MgO と K_2O

こゝでこの両成分を併記したのは，SiO_2 と鉄の場合と同じように，両者の間に密接なつながりがあるように思われるからである。すなわち，第9図から明らかなように，微弱変質帯と青黒色粘土化帯との間ではこの両成分の含量のうえに負の相関関係があることが知られる。

(iv)　CaO

CaO は青黒色粘土化帯にはいつてから含量が急速に減じる。しかもその残留量は僅かに 0.01 %程度にすぎない。しかし，この成分は単に溶脱されるのではなく，変質帯の外側部分で炭酸ガスと結合し，炭酸石灰として固定される傾向があり，この点，次に述べる Na_2O とその性質を異にする。

(v)　Na_2O

Na_2O は変質の進むほど一方的に逓減する。CaO と異なり，固定された形跡が認められないので，全成分を通じて完全に溶脱されるのはこの成分だけといえるようである。

4.　変質帯と温泉水との関係

以上で温泉水の化学性と変質帯の成分的特徴の概要を述べたが，こゝでは温泉水と変質帯との成分的な関連を検討してみることにする。

まず問題とするのは，前項で述べた脈状変質帯を始めとし，万座附近に発達する変質帯が，現在湧出する温泉水と成因的につながりをもつかどうかという点である。すなわち，この地域の変質帯が，現在湧出する温泉水の熱化学的な影響によつて生成されたものかあるいは直接の関係をもたず他の作用によるものかという問題である。この点を検討するため，これまでの記載から温泉水と変質帯の特徴を要約すると次の通りである。

(1)　この地域の温泉水はすべて酸性であるから，湧出過程で温泉が中和の方向に進むことは，とりもなおさず接触する岩層から成分を溶脱することを意味する。第5図および第6図で示したように，Cl', SO_4'' が Na^+, K^+, Mg^{++} と正の相関関係にあることはこの関係を示すものである。

(2)　温泉水による溶脱が最も進行したものとして，いわゆる珪石帯をあげることができる。すなわち，酸性温泉水によつて行われる変質作用の最も進行した形は珪石帯の生成であるともいえる。

(3)　温泉水の成分のなかで，Ca^{++} の含量が，Cl', SO_4'' の量にあまり関係なくほとんど一定しており，しかも割合その量が少ないことは注目に値する。すなわちこのような特徴は温泉水と接触する岩層がきわめて Ca^{++} に乏しいことを暗示するようにみえるからである。

(4)　変質帯における特徴を一口にいえば，成分の再配列であり，まつたく系外に溶脱された成分としては僅かに Na_2O だけにすぎない。また完全に系外に搬出されたわけではないが，変質の中心附近における CaO の溶脱もまた著しい。

(5)　変質帯に伴なう温泉は，噴気ガスと地下水との接触によつて生成されたとみなされるから，この地域も，ある未知の深さで噴気ガスと地下水とが接触する状態にあるということができる。

(6)　万座—軽井沢間自動車道路に沿う脈状変質帯は，変質帯の形成像特に温泉ないし地下水によつて2次的に影響を受けた形跡が認められない。したがつて，少なくともこの脈状変質帯は成因的に湧在湧出している温泉とは無関係であるといえる。

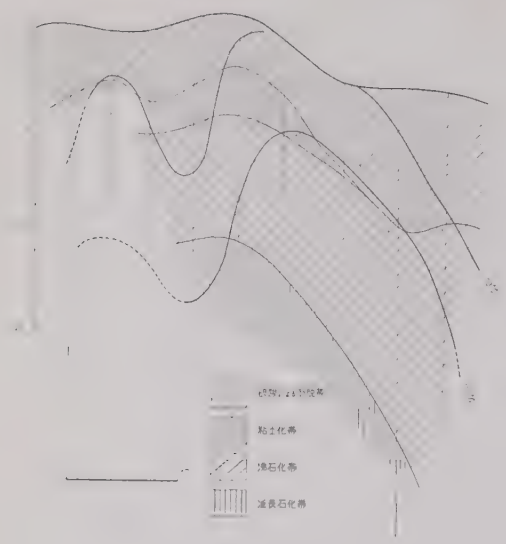
以上，温泉水と変質帯の成分的特徴を簡単に述べたが，その内容を総括すると次のように要約される。すなわち，万座附近における変質帯の主体は過去の噴気作用によつたものであり，現在湧出する温泉はこの噴気ガスと地下水とがある深さで接触することによつて生成されたものである。この場合，地下水に供給された塩化水素ガスおよび亜硫酸ガスによつて温泉は酸性化し，地表へ湧出するまでの過程で接触する岩層から陽イオンを取り込む。そしてこの地域の温泉水の Ca^{++} が異常に小さいのは温泉と接触する岩層がすでに変質した粘土化帯であるため，その CaO がきわめて少ないことによると思われる。このように現在湧出する温泉は変質帯の生成と直接のつながりをもたず，変質帯は，温泉の生成が始まる以前，より活潑な時期にあつた噴気の作用によつたものとみなされるのである。

5.　Cl' の分布と噴気の流動速度

この地域から湧出する温泉の Cl' 含量の分布をみると，各変質帯を中心として側方に移るほどその含量は逓減し，また変質帯ごとで比較すると，空噴傍湧泉が最も高く，北に移るほど減少する傾向がみられる。

これに対して他の調査地における例によると，むしろ中心では Cl' 含量が少なく，側方から湧出する温泉ほど高い値を示す場合がある[1]。Cl' 含量の分布の上に表われたこのような地域的な変化が，地下水と噴気ガスとの接触状態によつて左右されるであろうことは想像に難くない。またこれまでの調査によつてもこの関係を示す例がいくつか知られている。

たゞこの場合，上で挙げた Cl' 含量分布上の相違は，地下水の滲透深度につながりをもつだけでなく，初生的な噴気がこの流動速度の差に大きな関連をもつようにみえる。



第 12 図

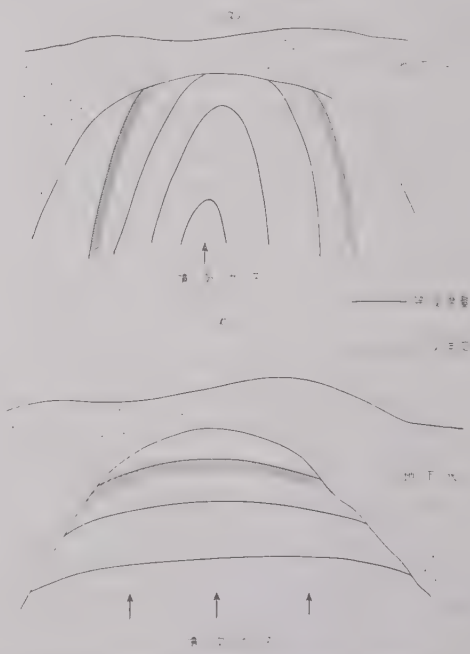
(Steiner, A.: Hydrothermal Rock Altheration at Wairakei, New Zealand. Econ., Geology Vol. 46, No. 1 から引用)

噴気ガスの流動速度が変質帯の帯状分布と直接的な関係があるようにみえる例として，第12図にニュージランドのワイラケイ地方における変質帯の断面を示した。この地域は鮮新世の砂岩・頁岩層とそれを覆う石英粗面岩質の凝灰岩からなり，10数本の試錐によつて変質帯の垂直的な帯状分布が知られたところである[1]。なお，垂直温度分布はこの報文に掲載された資料から筆者が書き入れたものであるが，この温度分布をみると，変質帯の帯状分布とはなはだしく近似していることがわかる。したがつて，この温度分布は噴気ガスの流動速度につながりがあるとみなされるので，結局，変質帯の帯状分布は噴気ガスの流動速度によつて支配されているという見方が可能になる。この地域で行つた試錐の結果によると，相当量の蒸気が噴出したといわれており，一方，この北側から湧出する温泉には相当量の Cl′ が含まれていることも報じられているので[2]，結局，この地域は中心ほど Cl′ が少なく，側方に移るほど Cl′ 含量の増加する型に属する地域とみなされる。

わが国では，これまで1つの地域で数多くの試錐を行つた例がないので，遺憾ながら噴気地帯における変質状況の実態について充分な資料が得られていない。特に万座温泉のように中心ほど Cl′ 含量の高い地域における変質帯の垂直的な状況について，その資料がはなはだ不足である。ただ，噴気の流動速度が変質帯の帯状分布につながりをもつとすれば，地表においてもその傾向が表われるはずであり，中心ほど変質の程度とその規模が外側地域より卓越しているはずである。事実，調査結果がほぼこの傾向を示すことはすでに述べた通りである。

このように考えると，噴気ガスの流動速度がはなはだ大きな意味をもつわけであるが，この流動速度を間接に指示するのが，Cl′ の地域的な分布と考えられる。すなわち噴気ガスに含まれる塩化水素ガスは，他のガス成分に較べ，最も直接的に噴気ガスの動きを示す役割を果し，しかもその状態が，温泉水の Cl′ 含量の分布に反映するとみなされるからである。

第13図はまつたく模式的に Cl′ 含量の分布のうえにあらわれた2つの型を，噴気ガスと地下水とのつながりのうえで示したものである。噴気ガスの流動速度の遅速は Cl′ 等含量線の傾きで表わされるが，この Cl′ 含量はより上方に移るほど逓減し，遂に Cl′ 固定線(帯)に近づくものである。



第 13 図 噴気ガスと地下水との接触状態を示す模式図
(a) Cl′ 含量の分布が中心ほど高い場合
(b) Cl′ 含量の分布が側面ほど高い場合

以上で噴気ガスと地下水との接触状態について調査資料を参考にし，2，3 の解釈を試みた。各地域における Cl′ 含量の分布をみると，その傾向—噴気ガスの流動速度—は地域的な地質条件によつて支配され，上で述べたいずれかの状態を，初生的に保持しているのが一般のようである。

地熱開発地域の基礎的な条件を検討するにあたつて，地域的な構造が，温泉水の化学成分，変質帯の性質，噴

気ガスの存在状態とどのようなつながりをもつかということがらも大きな課題の1つである。今後，一般の温泉地帯についてもいま述べた観点からこの問題を検討し，さらに発展させる必要があるように思われる。

むすび

1)　万座温泉は草津白根火山西腹に位置する典型的な火山地帯温泉である。この附近の構成地質は黒色の複輝石安山岩（高井熔岩）と，それを覆う白根熔岩とからなり，万座川に沿つて褐鉄鉱質の礫層が分布する。

2)　万座川上流の各支流に沿つて変質帯が発達し，万座沢変質帯・大苦湯沢変質帯・法性沢変質帯に大別できる。この変質帯の東側に著しく珪化した部分がある。しかもこの珪質物を含む前記礫層と，この礫層から移化したローム層とがともに変質しているので，この地域の変質作用は礫層の堆積以前に始まり，引続き進行して現在みられるような範囲にまで及んだとみなされる。

3)　噴気および温泉は上記各変質帯に伴なつて分布するが，このなかに「地熱」・「噴気」と呼ばれて噴気状の露頭を示すものがある。しかしその大部分はいわゆる温泉であつて，すでに相当地下水の影響を受けた地域とみられる。そして噴気ガスの凝縮水の性質もまたこれを裏書きしている

4)　温泉水はいずれもかなり高温で，しかも液性は強い酸性を呈する。温泉は水温・Cl' 含量のうえから，いくつかのグループに分かれるが，その配列をみると，ほぼ中心に Cl' の高い湧泉を置き，外側に移るほど含量が逓減する傾向がある。そして Cl' 含量の変化は各変質帯を単元とするだけでなく，地域全般についても空噴を中心として法性沢—大苦湯沢—万座沢変質帯の方向に移るほど，各変質帯における Cl' の最高値が逓減する。また変質帯の規模においても，いま述べた順に南から北に移るほどより小さくなることを併せ考えると，Cl' 含量の高低は変質作用の強さに関連あるように思われる。

5)　温泉の SO_4'' は2，3の例外を除き，Cl' と正の相関関係にあり，初生的には SO_2 ガスの形で供給されたとみられる。その例外は 719 mg/l という著量の H_2S を含む奥万座温泉，あるいは SO_4'' 含量の異常値で特徴づけられる地熱 No. 1 および垂水湯などであるが，前者は低温のため酸化が充分でなかつたことに帰因すると考えられるのに対して，後者は逆に地表および地表近くで生成した SO_4'' が貯積された結果によるものとみられる

6)　温泉水の各成分をミリモル数に換算して，陰・陽各イオンの量的な関係を検討してみると，いずれの温泉も Cl' に対してアルカリの含量がほゞ等量に近いことを示し，外側の温泉に移るほど，むしろアルカリが過剰となる傾向がみられる。いいかえると，この地域の温泉は湧出するまでの過程で，接触する岩層から相当量の陽イオン特にアルカリを取り込んだことを示している。

7)　$Na^{\cdot}$，$K^{\cdot}$ および $Mg^{\cdot\cdot}$ は Cl'，SO_4'' と正の相関関係を示すが，$Ca^{\cdot\cdot}$ はあまり明瞭な関係を示さず，しかもその含量は僅か 30～85 mg/l 程度にすぎない。この結果から推察すると $Ca^{\cdot\cdot}$ の不足は温泉化した地下水と接触する岩層の CaO が，Na_2O，K_2O および MgO 等に較べ，異常に少ないことによるという疑いが生じる。

8)　変質帯は粘土化帯と珪化帯とからなる。なお粘土化帯の上部に一部珪石帯を伴なうが，これは粘土化帯と一連の変質作用で生じたものとみられ，最も浅い変質相に相当する。

9)　万座—軽井沢自動車道路に露出する脈状変質帯は，地表よりある深さにおける変質帯の断面を示すが，その構成は外側から母岩（高井熔岩）・弱変質帯・青黒色粘土化帯および白色粘土化帯からなる。このうち，青黒色粘土化帯は微粒の硫化鉄で特徴づけられ，白色粘土化帯はカオリナイトからなる。

10)　脈状変質帯の代表的な試料について，その分析結果から単位容積内における成分含量の変化を比較してみると，次のような傾向がある。

（1）SiO_2 と鉄含量とは密接な関係にあり，両者の移動濃集は相互補償的に行われたことを示す。そして場所によつて SiO_2 の濃集がさらに強く行われた所では，珪化の傾向すらみられる所がある。

（2）Al_2O_3 と TiO_2 とは変質帯を通じて，ほとんど変化しない。

（3）MgO と K_2O とは微弱変質帯と青黒色粘土化帯との間で負の相関関係にある。

（4）CaO は変質帯の中心で含量が急減し，僅かに 0.01%程度にすぎない。しかしこの成分は外側部分で炭酸石灰として固定される形跡がある。

（5）Na_2O は変質の進むほど一方的に逓減する。CaO と異なり，固定された形跡が認められないので，結局，変質帯の全成分を通じて完全に溶脱されるのは，この成分だけといえる。

11)　変質帯と温泉水との関連について，その成分的特徴を参考までに纒めると，次のように要約される。すなわち，前者は往時の噴気作用によつてもたらされた産物であるのに対して，後者はこの噴気ガスと地下水との接触によつて生成されたものである。したがつて現在湧出する温泉と変質帯とは直接のつながりをもたず，変質帯は温泉の生成以前，より旺盛な時期にあつた噴気作用によつたものとみられる。

12) この地域から湧出する温泉の Cl′ 分布は，中心ほどより高い含量を示し，側方に移るほど逓減する。一方，他の地域の例では，変質帯の側方から湧出する温泉ほど高い Cl′ 含量を示す場合がある。このように変質帯に伴なう温泉水の Cl′ 含量が地域的に異なる点について，ニュージーランド ワイラケイ地方における変質帯の帯状分布と垂直温度分布との関係等を参考にすると，この現象は初生的な噴気ガスの流動速度に深いつながりがあるようにみえる。すなわち噴気ガスに含まれる塩化水素ガスが，他のガス成分に較べ最も直接的に噴気ガスの動きを示す役割を果し，しかもその状態が温泉水の Cl′ 含量の分布に反映するとみなされるからである。この噴気ガスの流動速度はまた，地域的な地質構造と関連があると思われるので，今後一般の温泉地帯についても，温泉水の性質と構造とのつながりを検討してみる必要があると思われる。

(昭和 30 年 7 月調査)

文 献

1) 地質調査所: 鹿児島県霧島地熱調査報告，地質調査所月報，Vol. 6, No. 10, 1955
2) Grange, L. I.: The Geology of the Rotorua-Taupo Suvdivision, Bulletin, New Zealand Geological Survey, No. 37, 1937
3) 中村久由・安藤 武: 大分県大岳地熱地帯調査報告，地質調査所月報，Vol. 5, No. 8, 1954
4) Steiner, A.: Hydrothermal Rock Alteration at Wairakei, New Zealand, Econ. Geol., Vol. 48, No. 1, 1953

553.635.1 : 553.32 : 550.85 (521.13)

宮城県宮崎鉱山石膏・マンガン鉱床調査報告

安斎俊男*

Gypsum and Manganese Deposits of the Miyazaki Mine, Miyagi Prefecture

By

Toshio Ansai

Abstract

The Miyazaki mine is situated in the western highland of Miyagi Prefecture. Liparitic tuff and pumice-bearing liparitic tuff of upper Miocene age, liparite, andesite and dacite are predominant in this area.

Gypsum deposits are massive or lenticular replacement deposits in tuff associated with abundant clay in and around them. Ores are alabaster and fibrous gypsum with small amounts of sphalerite and galena.

Manganese deposits are flat stratiform deposits in tuff bed. Grains of manganese dioxide, 10 cm or less in diameter, are scattered in white or pink colored soapstone.

Two gypsum deposits and three manganese deposits are now being mined; they produce 300 tons of gypsum for cement industry use, and 40 tons of manganese are shipped monthly for steel industry.

1. 緒　言

昭和30年7月15日から8月10日まで宮城県宮崎鉱山の石膏・マンガン鉱床調査を行つた。調査にあたつて荒川鉱業株式会社宮崎鉱山佐藤鉱山長始め各位から多くの便宜を与えられたのでこゝに謝意を表する。

2. 位置・交通および鉱石運搬経路

鉱床は宮城県加美郡宮崎町湯ノ倉およびその北方の梵天・田代などに分布する。

陸羽東線中新田(なかにいだ)から西へ20km，宮崎町旭までバスが通じ，旭から北西へ徒歩3kmで湯ノ倉の鉱山事務所に達する。

湯ノ倉鉱床は事務所の直前，茗荷沢鉱床は西方500m，梵天鉱床は北方2.5km，カヤ森鉱床は同3.5km，田代探鉱坑は北西方5kmにそれぞれある。

稼行中の各鉱床における鉱石運搬経路は次の通りである。

茗荷沢鉱床 —トラック 25km→ 中新田駅

梵天石膏鉱床 —インクライン→ 水洗場 —三輪トラック1km→ 中間積込場 —トラック 27km→ 中新田駅

梵天マンガン鉱床 —三輪トラック1km→ 中間積込場 —トラック 27km→ 中新田駅

カヤ森鉱床 —牛背 1km→ —牛(馬)車 5km→ 大森 —トラック 20km→ 中新田駅

3. 鉱山の沿革および現況

明治の末頃，宮崎村(当時)の人，須藤与右衛門が始めて茗荷沢の石膏鉱床開発に着手し，事業は順調で中山平駅まで索道を建設し盛んに稼行した。湯ノ倉の鉛・亜鉛鉱床は大正の初め頃に発見され，藤田，古河両社により試掘が行われた。後に昭和6年頃三井鉱山が探鉱契約を結んだことがある。

昭和19年三菱鉱業が鉱区を買収し，湯ノ倉鉱床を主として採掘，26年荒川鉱業に引継がれた。26年梵天マンガン鉱床の採掘開始，29年，茗荷沢石膏鉱床の採掘再開，同年梵天石膏鉱床の採掘開始，30年，湯ノ倉鉱床の採掘を中止した。

現在は茗荷沢・梵天の石膏，梵天・カヤ森のマンガン鉱を採掘中で，田代地区では銅鉱を目的として探鉱坑道を掘進中である。

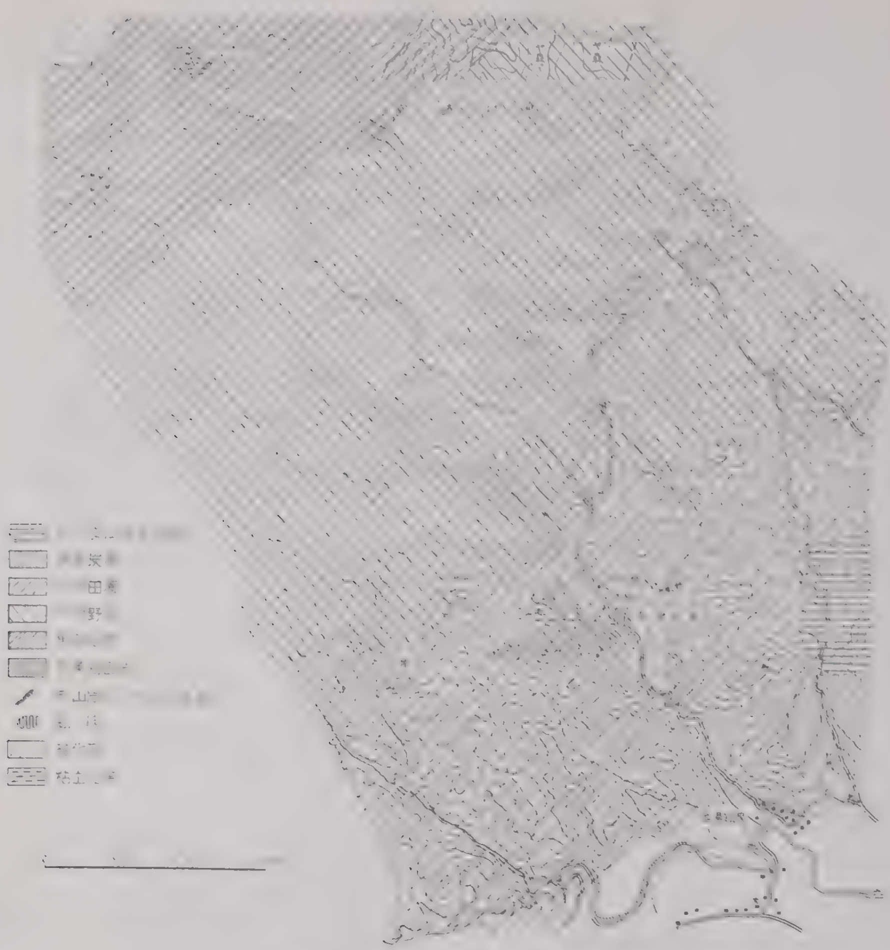
鉱業権関係

採14　100,508アール(梵天およびカヤ森鉱床を含む)

採145　79,423アール（茗荷沢および湯ノ倉鉱床を含む

ほかに試355，356，371，373（亜炭），5566，5601，5493，5428の各号がある。

*鉱床部



第1図 宮崎鉱山地質鉱床関係図

4. 地形および地質

調査地域は山形県境に近い宮城県西部山地に属し，北方には鳴子町を通つて東流する荒雄川があり，南方には古川町を通つて同じく東流する鳴瀬川があつて，この両者に挟まれた高原性の山地である。梵天鉱床の北方にあるカヤ森山（543 m）の南面に緩傾斜の山地が拡がり，その間を澄川，イワヤ沢などのかなり深い谷が南東方に向かつて流れている。

地質は中新世に属する凝灰岩・砂質凝灰岩・角礫凝灰岩などを主とし，これらを貫ぬく石英粗面岩・安山岩・石英安山岩・ピッチストン岩脈などからなる。

この地域，特に地域南方の第三紀層についてはすでにいくつかの研究報告があり，地層名も多様に付けられ，時代についても異なつた意見が提出されているが，本報告ではそれらの詳細には触れない。

地域内の第三紀層の走向は一般に N 60～80°E で，傾斜は 10～30°S の単斜構造を示す。すなわち，北部田代附近に下部層，湯ノ倉・切込附近に上部層の露出があり，切込以南の低地帯には鮮新世の夾亜炭層の発達がある。すなわち，調査地域の地層上部から

夾亜炭層	鮮新世
永志田層	中新世
宇津野層	
魚取沼層	

となり，主要鉱床は永志田層，宇津野層中に存在する。

永志田層 切込から湯ノ倉北方までの間に分布し，走向 N 50～60°E，傾斜 5～10°SE で層厚 100 m 前後である。下部（湯ノ倉附近）では主として凝灰岩・砂岩および頁岩の互層からなり，上部では軽石を含む凝灰岩が主となる。

下部の凝灰岩は白色～淡緑色を呈し，概して石英に富

み，ガラス物質は少量で軽度の粘土化作用を受けている。上部の含軽石凝灰岩はほとんど白色で，多量の軽石塊を含み，また，石英粗面岩の岩片を含む。軽石は直径数 10 cm に及ぶものがある。ほとんどガラス物質からなり軽度の粘土化を示している。

湯ノ倉附近では本層を貫ぬいて石英粗面岩塊があり，その周辺部では著しい珪化作用を蒙つて堅硬な珪質岩に変化している。

宇津野層　宇津野層は湯ノ倉北方 500 m 附近以北に発達する。一般走向 N 40～50°E，傾斜 10～30°SE で，主として緑色の含軽石凝灰岩と砂岩との互層からなる。砂岩は薄層をなして凝灰岩中に縞状に夾在されるのが普通である。凝灰岩は石英粗面岩質で，直径数 cm 以下の軽石を含み，軽石の部分は絹雲母化が進んでいる。

梵天地区鉱床，カヤ森鉱床は本層中に含まれる。梵天マンガン鉱床の上盤側では砂岩がよく発達し，また梵天石膏鉱床の上盤の凝灰岩中には安山岩礫を多数含む部分があるが，局部的のものと考えられる。

魚取沼層（ユトリヌマ）　田代探鉱地附近は下部の魚取沼層に属するものと考えられる。石英粗面岩質凝灰岩と，砂岩・頁岩との互層からなるが，田代探鉱坑道附近ではほとんど凝灰岩のみからなる。この地域の凝灰岩は前記の他の凝灰岩に比較してガラス物質が少なく，石英・長石の小晶に富んでいる。

この地域の南方(切込以南)には鮮新世に属する夾亜炭層の発達があり，また東方の松台坂一帯には，第四紀北川層といわれる安山岩質凝灰岩層の発達があり，その一部は安山岩熔岩と考えられる部分が認められる。

石英粗面岩は，湯ノ倉と梵天にみられ，ともに鉱床附近にある。

湯ノ倉のものは事務所のすぐ南にあつて，東西に長いレンズ状岩体で，幅 50～100 m，長さ 400～500 m あり，周辺の凝灰岩に強い珪化作用を与え，石英粗面岩自体もはなはだしく珪化して堅硬な珪質岩に変わつている。

湯ノ倉鉛・亜鉛鉱床はこの岩体の東端に接している。

梵天には数個の石英粗面岩の露出があるが最も大きなものは梵天マンガン鉱床北東方の 377 m 三角点山を構成する。これと一連のものと考えられる延びが西方に点々と連なつているが，周辺の石英粗面岩質凝灰岩とともに強い珪化，絹雲母化作用を受けていて境界線が不鮮明である。

また，梵天鉱床南西方に NE 方向の 2 条の石英粗面岩岩脈があつて，これらも主岩体からの枝分かれと考えられる。

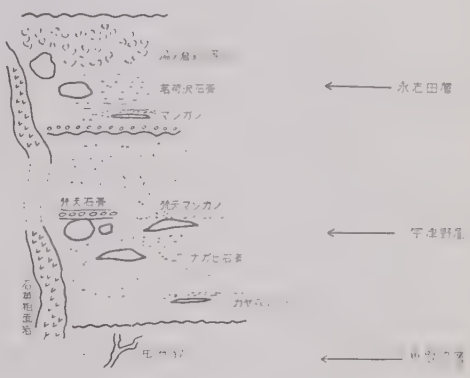
安山岩・ピッチストンはそれぞれ岩脈をなして湯ノ倉東方，梵天西方の澄川の谷にみられ，いずれも東西性の延びをもつている。

5. 鉱　床

鉱床賦存地域は大別して湯ノ倉地区と梵天地区の 2 カ所がある。湯ノ倉地区には湯ノ倉鉱床（鉛・亜鉛・重晶石）・茗荷沢鉱床（石膏）および湯ノ倉北方のマンガン露頭があり，これらは永志田層に含まれる。

梵天地区には梵天石膏鉱床(一部に鉛・亜鉛鉱がある)梵天マンガン鉱床のほか，カヤ森山南方のナガヒ石膏鉱床，同西方のカヤ森マンガン鉱床などがあつて，いずれも宇津野層中のものである。

ほかに田代の北東に田代探鉱地，湯ノ倉西方に檜沢石膏旧坑などがあり，概して小型の鉱床が散在している傾向がある。

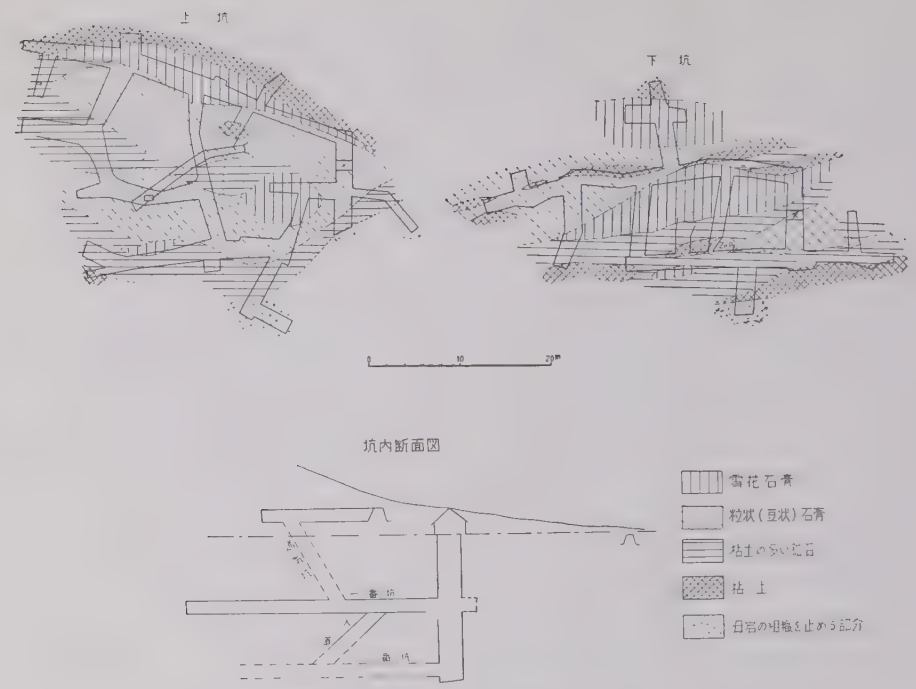


第　2　図

5.1 湯ノ倉鉛・亜鉛鉱床

この鉱床は，湯ノ倉の石英粗面岩の東端北側に近接して存在する鉱床で，調査当時は坑内の大部が崩壊していて全容は不明である。現在みられる 2 号坑および 1 号坑では，鉱体の西側上部にあたる部分の，ほとんど珪化した凝灰岩中に重晶石・閃亜鉛鉛鉱の附着がみられるだけである。この外側に軽度の粘土化帯があるが，粘土化帯中には鉱石がみられず，外側から母岩→粘土化帯→珪化帯の帯状配列があつて鉱石は珪化帯にだけ存在するものと考えられる。

記録によれば，この鉱床は直径 20 m 余，深さ約 60 m の直立円筒状をなし，上部に重晶石を若干産したほか，大部分亜鉛鉱で，鉛鉱の産出は少量であつたという。昭和 29 年 1 月から 30 年 3 月(採掘中止)までの出鉱は月平均 50 t，粗鉱品位平均 10 % Zn，手選精鉱品位 15 % Zn であつた。



第 3 図 茗荷沢地区石膏鉱床坑内図

5.2 茗荷沢石膏鉱床

湯ノ倉北西方 1 km, イワヤ沢の河床に近い低い平坦地にある。鉱床を中心として径 300 m 以上にわたり, 著しい粘土帯がある。

鉱床は東西に長いレンズ状をなし, 北方に 60〜70° 傾斜している。坑内(上坑, 下坑の 2 段)で確認される大きさは, 延長 40 m, 厚さ 20 m, 深さ 20 m であるが, 西側延長と深部へはなお連続することが認められる。

鉱床を形成するものは雪花石膏, 粒状石膏および粘土で, 繊維石膏がほとんどみられないのは著しい特徴である。また硫化鉱鉱染も概して微弱である。

鉱体の上(北)盤は明瞭に粘土化した母岩に接し, 盤から 1〜3 m の間は良質な雪花石膏からなる。下盤に向かうに従がつて, 鉱体の延びと平行の粘土帯が縞状に発達するとともに, 雪花石膏に粒状石膏が混じり, 次第に低品位鉱に移行し, 粘土帯の量を増して, 下盤の凝灰頁岩の組織を残し粘土化した母岩に移化する。鉱体の上下(傾斜)方向には, このような変化は認められない。

繊維石膏は, 東端先の粘土中に若干認められる。この方向では粘土帯が大部分を占め, 鉱体の延びはあまり効かないように考えられる。

鉛・亜鉛鉱は下坑(地表より 20 m 下)の鉱体ほゞ中央部に, 黒色の閃亜鉛鉱を主とし, 僅かに方鉛鉱を混じえた直径 2 m 位の塊状鉱体がある以外にはほとんど存在しない。記録によれば, 茗荷沢鉱床に硬石膏の産出があつたといわれるが, 現在の坑道中には認められない。

5.3 梵天石膏鉱床

梵天鉱床は湯ノ倉の北方 2.5 km, 澄川の東岸, アイノ沢の奥の緩やかな南向き斜面にある。附近の凝灰岩は 7〜10° 南方に傾斜し, 安山岩の円礫を含む凝灰岩が, 鉱床の上位を占める(鉱床直上では削剝されている)。

鉱床の周辺の相当広範囲にわたつて粘土化帯が点在し, いくつかの試掘坑跡もみられるが主鉱体以外のものはきわめて小規模のものであつたようである。

鉱床は N 30° E 方向に長い, ほとんど水平のレンズ状をなし, 延長 50 m 以上, 厚さ 5〜7 m, 幅 15 m 以上で, 鉱体の南端を露頭として地表下浅く存在する。

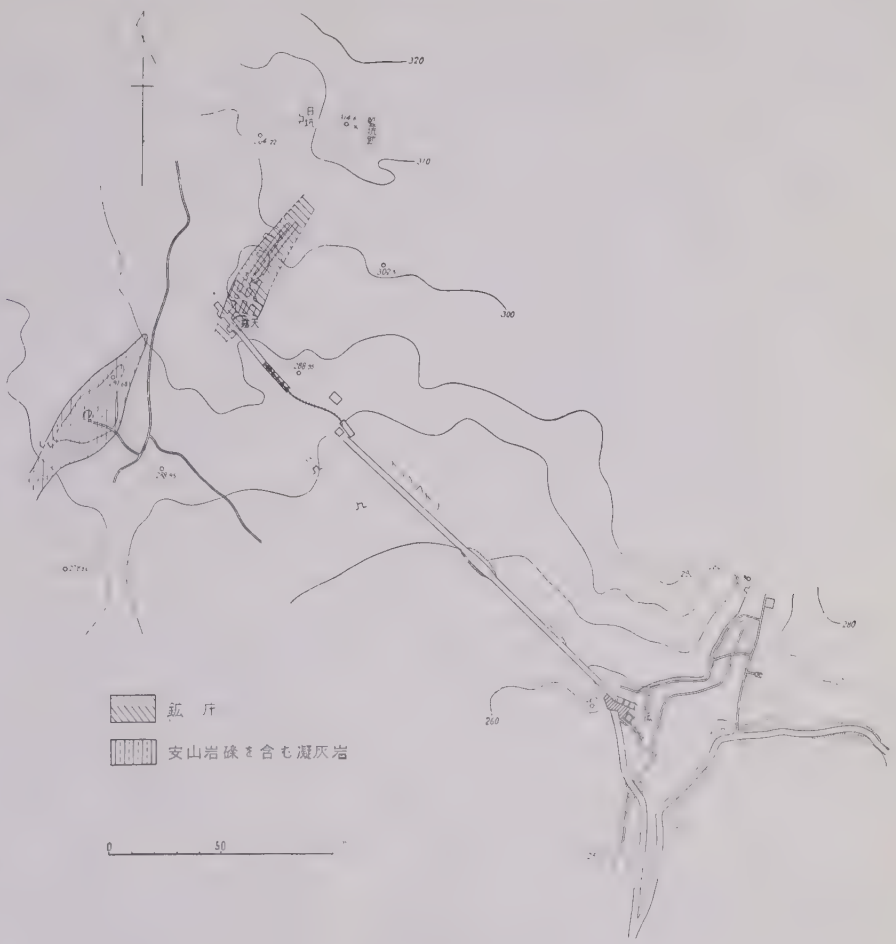
この鉱床は全体がほとんど繊維石膏だけからなる著しい特色を有する。繊維石膏は厚さ 1〜2 cm から厚いものは 10 cm に達するものまであつて, ほゞ水平に(鉱体全体の形状と平行) 膨縮, 断続してやゝ不規則ではあるが縞状に発達し, この間を粘土が充めている。石膏と粘土との量的割合は, 粘土の方が若干多く, 鉱体周辺部では繊維石膏は薄くなり, 粘土量はさらに増加する。

雪花石膏は鉱体中央部, 堅坑附近に直径 2 m ほどの小塊が存在する以外にはほとんど認められない。また硫

化鉄鉱も粘土中に僅かに存在するだけで著しく目立つものはない。繊維石膏自体はきわめて純度の高い結晶で，透明のものが多い。

本坑の北東端引立から約 50 m の鉱体鏈先にあたる地点の旧井戸掘探鉱から，亜鉛鉱(附近のズリ中のものはアメ色の良質と見込まれる閃亜鉛鉱)が出たといわれ，現在鏈押し坑掘進中であるが，石膏鉱体は引立附近で，すでに粘土量を増し，連続性があまり見込めない。

南西鏈先方向にはいくつかの粘土帯と，旧坑跡があつて，僅かづつでも繊維石膏が存在したことが認められる。



第 4 図　梵天地区石膏鉱床図

5.4 梵天マンガン鉱床 A 地区

梵天マンガン鉱床A地区は梵天石膏鉱床の東 500 m のほとんど同一標高にあり，層序のうえでは僅かに上位に位すると考えられる。鉱床の胚胎する石英粗面岩質凝灰岩は緩く南に傾斜し，鉱床上部は凝灰岩質砂岩に移行する。

鉱床は一見，砂岩と凝灰岩の境に鉱層状に発達するようにみられ，南西に 10° 内外の傾斜をもつて平板状に拡がり，上下盤とも平坦，鮮明である。しかし詳細にこれをみると，ある部分では地層傾斜に較べ僅かに急角度でこれを切つているところが認められ，また，上盤，下盤に小さい凹凸があつて，単なる鉱層でないことは明らかである。

鉱床は，西端を頂点とし，東西約 100 m，東端で南北約 80 m の三角形をなし，西端附近でやゝ急角度に西へ傾斜しているようである(この部分は現在選鉱場があるため明らかでない)。

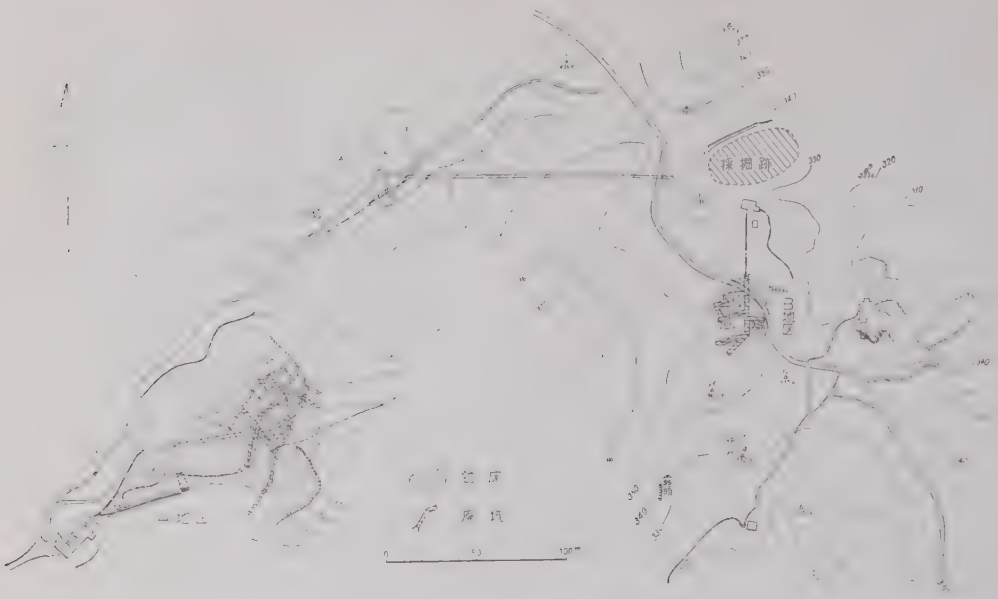
厚さはマンガン帯と褐鉄鉱帯を合わせて 2〜2.5 m でほとんど膨縮はない。

鉱床は上位のマンガン帯と，下位の褐鉄鉱帯に分かれ，マンガン帯のみが稼行対象となるものであるが，一連の生成にかゝるものと考えられる。両者の境はきわめて明瞭であるが凹凸に富み，一方が他方へ入り込んでいる場合がある。

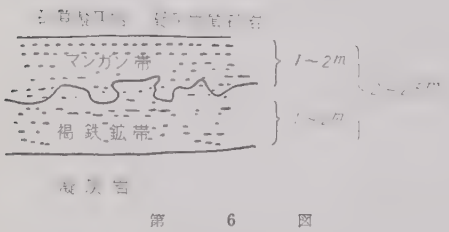
マンガン帯は，白色〜淡紅色の美麗なソープストーン中に黒色の酸化マンガン鉱が粒状または粉状に密に点在するもので，全体として層面に平行の縞状構造を呈する。マンガン鉱は例外的に直径 10 cm に及ぶ塊鉱もあるが普通は直径 1 cm 程度以下で，概して上盤側が粗粒である。

褐鉄鉱帯はマンガン帯のマンガン鉱粒を褐鉄鉱に置き換えただけで，他はまつたく同様の性質を示し，粒度分布はマンガン帯から連続的であつて，褐鉄鉱帯ではまつたく微粉のみからなり，縞状の斑紋を形成している。

鉱体周辺部の形状は一部を除いては明らかでないが，レンズ状に尖滅し，この際，マンガン帯が褐鉄鉱帯のい



第 5 図 梵天地区マンガン鉱鉱床図



第 6 図

ずれか一方が先に尖滅するようである。

マンガン鉱床の富鉱部は，比較的鉱粒の大きい部分である（微粉鉱の部分は品位が低く，また，選鉱に際してほとんど粘土とともに流失する）が，富鉱部の分布は不規則である。鉱床の薄いところ，周辺部などには富鉱部はほとんどないようである。

この鉱床は，表土が比較的薄く，鉱床東半は露天掘りし，現在は中央部（表土 2～3 m）で坑内採掘中であるが，坑道は盤圧のため半年～1 年位でつぶれ，掘跡を再度掘進するような採掘法をとり，調査当時，鉱体は切羽 2 カ所で観察されるにすぎなかつたので，鉱床の全貌は明らかにし得なかつた。

5.5 梵天マンガン鉱床 B 地区

前記A地区の東方 200 m の尾根上にあり，標高において約 25 m 高く，層位も僅かに上位にある。

鉱床の性質はA地区のものと同様である。この地区には 2, 3 の鉱体があり，主要のものは，厚さ 1.5～2 m（マンガン帯は 1 m 位），直径 50 m 以内の拡がりをもつもので，鉱体はほゞ水平である。現在切羽 1 カ所で採掘中である。

この鉱体の北 80 m には直径 30 m 程度の露天掘跡があり，南 50 m の北向き探鉱坑道では微粉鉱のみで低品位鉱ではあるが，鉱体を把握している。また東 50 m の西向き探鉱坑道内でも厚さが薄く，低品位で稼行はできないが同様の鉱体にあたつている。これらは主要鉱体よりも僅かながら低位置にあつて，連続する 1 鉱体とは考え難いが，まだ鉱体の拡がりが確認されていないので，それらの関係は明らかにはされていない。

また，A地とB地区を結ぶ大切坑（B地区の鉱石運搬のため探鉱を兼ねて掘進中）中にも小規模ながら 2, 3 の鉱体の存在が認められる。

5.6 梵天マンガン鉱床 C 地区

B地区の北西 300 m 附近，道路沿いの平坦地で，道路際に数本の井戸掘試掘を行つた結果，現在までに知られるところでは表土はほとんどなく，厚さ 20～30 cm で粉鉱を主とする低品位鉱体が直径 50 m 位の範囲に存在することが確認されている。

以上の梵天A・B・C地区を通じ，この附近の凝灰岩中にはこの種のマンガン鉱床がかなり存在することが推定される。現在までに探鉱および採掘されているのはすべて地表下のきわめて浅い所だけであり，下部については未詳の点が多い。

5.7 カヤ森マンガン鉱床

梵天地区の北西 1 km 余，カヤ森南方の南流する深い沢の底部東岸にある。

上盤は角礫凝灰岩，下盤は頁岩で，鉱床はその境に存在する。梵天地区鉱床のような層状を示さず，厚いレンズ状または塊状をなしているように考えられ，鉱床底部の一部は船底型に円みを帯びている。調査当時 2 本の坑道が産鉱したばかりであつたが，最大の厚さ 3 m 以上（うちマンガン帯約 3 m），南北の長さ 6～7 m が確認され，マンガン帯中のマンガン鉱は概して粗粒または塊状

のものが多い。

5.8　湯ノ倉北方マンガン露頭

湯ノ倉北方1km の道路沿いにある。この地域は前記各マンガン鉱床と異なり,永志田層に属し,その基盤に近い凝灰岩からなる。露頭は道路西側の小沢のなかにみられるほか,梵天への自動車道路工事中にもみられたといわれ,存在範囲は径 50 m 以上と考えられる。露頭における鉱床はマンガン帯の厚さ 50 cm 程度の貧鉱である。

5.9　ナガヒ石膏鉱床

梵天地区とカヤ森山の中間にあるナガヒ沢上流一帯には広範囲に粘土帯があつて湿地帯をなし,ところどころに漂白された凝灰岩が島のように取り残され,粘土化帯中には沼が点在している。この地域からかつて石膏が産出したといわれ,当時の置場には雪花石膏がみられるが,今回の調査では露頭または採掘跡を認め得なかつた。

5.10　檜沢石膏鉱床旧坑

湯ノ倉西方 1km,檜沢東岸にあつて,かつて相当量石膏の産出があつたといわれるが,現在はまつたく荒廃していて詳細不明である。

5.11　田代探鉱地

田代の北東 1km,湯ノ倉の北直距 5km のイワヤ沢上流にあたる。湯ノ倉,梵天附近よりさらに下位の魚取沼層中にある。

探鉱地附近は,やゝ砂質の石英粗面岩質凝灰岩を主とし,きわめて緩く南に傾斜する。

かつて銅鉱を採掘したといわれる廃坑の下部に向かつて探鉱坑道を掘進中であるが,廃坑附近のズリおよび1～2本の試錐結果からみても,著しい粘土化帯と,これに伴なう黄鉄鉱鉱染が存在し,これに僅かに黄銅鉱が附着することは認められるが,まとまつた銅鉱の存在は未確認である。

6.　鉱石および品位

6.1　石膏鉱石

若荷沢鉱床と梵天鉱床の鉱石はまつたく相反する性質をもち,前者が雪花石膏・粒状石膏を主とするのに反し,後者はほとんど繊維石膏だけからなる。粘土を多量に伴なう点は両者同様であるが,若荷沢鉱床では鉱石と粘土が比較的密雑しており,切羽で粘土を完全に除去することは困難であるが,梵天鉱床では繊維石膏脈が厚い場合には,鉱石と粘土を完全に分離しうる。

若荷沢鉱床全体としては上盤から下盤に向かつて品位が次第に低下するが,粘土の夾みを除いた鉱石そのものは全体に均質で SO_3 30～37 %の間にあるもののようである。粗鉱の分析結果は次の通りである。

No.		SO_3	$+H_2O$	$-H_2O$	Fe_2O_3	Sulphide S
59	上坑内上盤側雪花石膏	38.35	17.27	0.14	1.77	1.43
60	上坑内中央東寄豆粒状	37.30	17.16	0.39	0.26	0.19
61	上坑内中央部粒状	29.41	16.48	0.62	0.58	0.12
62	下坑内下盤側粘土のある雪花石膏	29.41	13.86	1.69	1.24	0.81
64	下坑内上盤側粒状	37.24	16.84	0.80	1.02	0.54
65	下坑内上盤側雪花石膏	31.72	14.34	1.75	1.37	0.68

分析：化学課　川野昌樹

梵天鉱床の鉱石は粘土の除去が完全ならばきわめて良質である。比較的薄い繊維の密集部と,雪花石膏の塊の分析値は次の通りである。

No.		SO_3	$+H_2O$	$-H_2O$	Fe_2O_3	Sulphide S
5	繊維部	35.24	15.60	0.44	2.56	1.62
7	雪花部	32.81	14.37	0.05	0.72	1.87

若荷沢の鉱石は水洗によつてもさして品位の向上は望めず,精鉱品位35 %程度であるが,選鉱ロスが少ない。梵天鉱床では,粘土と鉱石の分離がよく,精鉱品位は40 %を超えるが,歩留が低い。

6.2　マンガン鉱

鉱床の項に述べたように,マンガン鉱は黒色の酸化マンガン鉱で,上盤に近い粗粒の部分が高品位である。粉鉱の部分は肉眼で感じるより実際にはるか低品位であり,また選鉱実収率も低い。個々の粒または塊鉱は不規則な凹凸があつて,よく水洗いしたものでも常に粘土の附着をまぬがれない。

次に粗鉱の分析値を示す。

No.		Total Mn	MnO_2	Fe	P	S
12	梵天A地区切上り切羽塊鉱	30.40	41.34	1.37	0.03	0.03
13	梵天A地区切上り切羽粒鉱	37.01	50.60	0.98	0.04	0.02
9	梵天A地区切羽粒塊まじり	38.51	52.71	1.23	0.04	0.03
14	梵天A地区2号坑切羽粒鉱	35.99	47.55	1.12	0.05	0.05
16	梵天B地区切羽小粒鉱	19.10	26.13	1.78	0.03	0.01
1	梵天B地区南探鉱坑鉱床底部粉鉱	8.52	8.61	3.17	0.05	0.01
2	梵天B地区南探鉱坑褐鉄鉱帯	1.69	0.52	12.73	0.06	0.03
21	カヤ森坑小粒鉱	9.12	9.45	2.46	0.07	0.01

分析：化学課　松本　政

7.　粘　土

当地域の石膏・マンガン鉱床には常に多量の粘土が伴なうが,これらは産状のうえから

1.　マンガン鉱に伴なう白色～淡紅色粘土
2.　石膏鉱体上盤の緻密灰色粘土

3. 石膏鉱に伴なう淡灰緑色粘土

4. 石膏鉱床周辺の粘土化帯をなす白色粘土

に大別できる。

これらのうち，現在までに明らかになつたものは2の粘土で，X線試験によれば註1)，29.0 Å，14.5 Å，9.7Å に顕著な線が認められ，クロライト(14 Å)，モンモリロナイト(15 Å)の regular mixture と考えられるものである。

他の粘土についても何らかの混合層鉱物(長週期粘土)と考えられるがまだ不明の点が多く，さらに諸試験を経てから述べたい。

8. 鉱 量

8.1 若荷沢石膏鉱床

確定鉱量

{40 m (長さ)×20 m (深さ)×20 m (厚さ)×2.4(比重)−3,000 t(既採掘量)}×0.7 (粘土の存在量 30 %として)≒25,000 t(見込品位 SO_3 32 %)

推定鉱量

深部へなお 10 m 以上推定し得るので，確定鉱量の半量 10,000〜15,000 t が推定される。

8.2 梵天石膏鉱床

推定鉱量

50 m (推定長さ) × 6 m(推定深さ)×10 m(平均幅)×2.4(比重)−3,000 t(既採掘量

≒5,000 t (平均見込品位 SO_3 20 %)

8.3 梵天 A 地区マンガン鉱床

鉱体面積	約 3,500 m^2
平均厚さ	1.0 m
比 重	3.0
見込品位	15 %
推定鉱量	10,000 t
既採掘量	約 7,000 t
残存推定鉱量	3,000 t

8.4 その他の地区

梵天B地区，カヤ森等の鉱床はまだ鉱量算定の基礎を得るに至つていない。

9. 現況その他

9.1 採 掘

現在採掘中の各鉱床はいずれも坑内手掘りで，マンガン鉱床では火薬を使用しない。各鉱床ともおびたゞしい粘土のため坑道保持が困難であり，マンガン鉱床では特に著しく，半年くらいで自然閉坑となり新坑を掘進している。

9.2 選 鉱

註1) 鉱床部大沢穠夫による。

石 膏

若荷沢鉱床では水洗槽中に粗鉱を山積し，自然流水による洗鉱を行つて粘土の除去をはかつている。精鉱品位 34 %，実収率 70 %程度である。

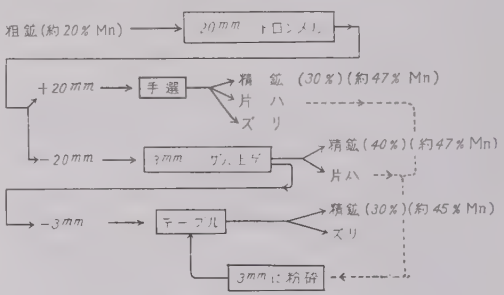
梵天鉱床では円筒形粉砕器（傾斜した円筒中に針のある軸が廻転し，流水中で粉砕する），回転ドラム掻き上げを通して粘土を除去し，3 mm および 2 mm の篩を通して精鉱を得ている。精鉱品位 40 %，実収率 50 %程度である。

マンガン

梵天マンガン鉱床(A地区)の坑口前に選鉱場があつて次のような選鉱を行つている。

選鉱実収率は 20〜25 %，精鉱品位 45〜47 %である。

なおカヤ森鉱床には選鉱設備がないので，手選，水洗だけを行い粒鉱・塊鉱だけを集めている。実収率その他は，開坑後間がないので明らかにされていない。



第 7 図

9.3 産額その他

昭和 29 年 7 月から 30 年 6 月まで 1 年間の本鉱山における精鉱出鉱量は次の通りである。

亜 鉛 鉱	180 t	(Zn 12 %)
石 膏	4,500 t	(SO_3 35 %)
マンガン鉱	590 t	(Mn 45 %)
人員 職員	5 人	
工員 直営	50 人 請負	20 人

10. 結 言

宮崎鉱山の各鉱床は，いずれも中小規模のものであるが，中新世凝灰岩中のかなり幅をもつた horizon 中に存在し，鉱種も多様にわたつている。鉱床の存在する地層については特に著しい特徴を認め得ないが，石英粗面岩とは何らかの関係を有するものと思われる。

探鉱は従来あまり行われていないようであるが，石膏については粘土化帯の発達のよい地帯，すなわちナガヒ谷，梵天北方などに試錐探鉱を行つてみる必要があり，マンガン鉱床としては梵天を中心としてさらに多くの試掘，試錐を行うべきである。

(昭和 30 年 7 月調査)

553.981 : 550.84(521.24)

群馬県磯部町附近地化学調査報告

本島公司*

Geochemical Studies of Natural Gas Accumulation in the Vicinity of Isobe-machi, Gunma Prefecture

By

Kōji Motojima

Abstract

Natural gas of this district is reserved in the Usui formation (Miocene marine sediments), and shows following chemical characteristics. (Fig. 7)

	a-group	b-group	c-group
CH_4 vol. %	< 2	9～13	60±
CO_2 vol. %	> 97	73～80	20±
N_2 vol. %	< 2	9～17	20±

The most productive gas reservoir exists near the Isobe fault (Fig. 3), and chemical compositions of natural gas obtained from this reservoir belong to a-and b-group.

Underground waters associated with natural gas contain large amount of HCO_3^-, Cl^-, NH_4^+, free CO_2, I^-, Br^-, $KMnO_4$ consumption. (Table 1)

From geological occurrence and chemical characteristics of gas and water, the writer suggests that underground water originated from the primary hydrocarbon accumulation of marine sediments, and CO_2 gas derived form the Quaternary volcanic action.

1. 緒　言

群馬県磯部町附近は地質学的に関東と信越地方を結ぶ海成新第三紀層の分布地域にあたつている。この地方は，関東地方における数少ない油徴地の一つであり，また磯部・琵琶窪・嶺等の鉱泉水は炭酸と硼素とを著しく含有する点で古来有名である。これらの鉱泉水は，多量の炭酸ガスを一緒に産出し，すでに原市町・磯部町にあつては工業的に利用されている。またこれらのガスは微量の炭化水素ガスを含有することもすでに知られているところである。

天然ガス鉱床の地質学的，地球化学的な研究調査の過程において，上述のような特殊なガス鉱床の解明は，重要であり，かつ種々の問題を提起できることが考えられる。

昭和30年2月17日から，2月23日に至る7日間，筆者は現地の地化学調査を実施した。なお地質資料はすでに金原均二[5]，石和田靖章[2][3]，藤原健一[1]らによつて集められている。今回の調査にあたつては特に石和田靖章から多数の資料の提供を受けた。現地調査に関しては上毛天然ガス工業株式会社から援助を受けた。記して深謝の意を表する。

* 燃料部

2. 調査の着眼点

磯部町附近の天然ガスは，CO_2 を主成分とし，僅かの CH_4 ガスを伴なつている。その地質学的な産状が，堆積岩に由来するメタン系天然ガスと，火山性炭酸ガスとの混合したもののようであるので，炭化水素鉱床に対する火山活動の影響を研究するのに適した地域であろうと思われる。特に浅間火山に近い長野県小諸市附近で得られた調査結果[6]と比較して，本地域のように炭酸ガスと炭化水素ガスとの混合ガスが水を伴なつて産出するのは水溶性ガス鉱床を地球化学的に扱う場合に注目すべきであろう。火山活動と炭化水素ガス鉱床の関連性を解くことによつて，換言すれば火山地帯のガス，地下水，温泉のような地下深所にある岩石と接触し，かつ移動してきた流体に対する地化学的な解明をすることによつて，地下深所にある地層の化学性を推定し，さらにそれによつてその地質，分布等の一端まで解きうる可能性の有無について研究をすゝめるのも有意義と考える。

石油や天然ガスの地表徴候が有する鉱床学的な意義は，古くから現在に至るまで検討され続けている。最近地球化学に関する知識の進歩につれ，地質学的基礎にた

つて地表徴候が有する意義について再検討をすることは望ましい。地表徴候を成立させるための原物質の存在と，エネルギー源としての火山活動をこゝに重視するとともに，従来石油やガスに関する地表徴候として扱われなかつたものまでを含めて，広く地球化学的に検討すべき段階にあると思われる。

以下に述べるところは，上述の考えに基づいた作業の一端である。したがつてこの度の具体的な調査上の着眼点は次のようになる。

1) ガスの集積はどのような地質条件に最も大きく支配されるか。

2) 採ガスを支配する地質的な要因はなにか。

3 ガス質

4) 地下水水質

5) 以上から考えられる，磯部附近のガス鉱床の成因

6) 浅層地下水の水質と，地質状況およびガス賦存状況との関連

3. 調査地域と調査法

磯部附近のガスは，磯部町・原市町・松井田町にわたつて分布するので，第1図に示したうちの特に1の地域(磯部地域)に対して，調査の重点をおいた。この地域内では，浅層地下水に関する調査も実施した。磯部地域における調査測点の位置は，第2図に示す通りである。

磯部附近における安中層中を通る地下水と，ガスの性質を知るために選んだ測点が，第1図の2である。その位置は安中町の湯沢鉱泉水を湧出地点で採取したものである。

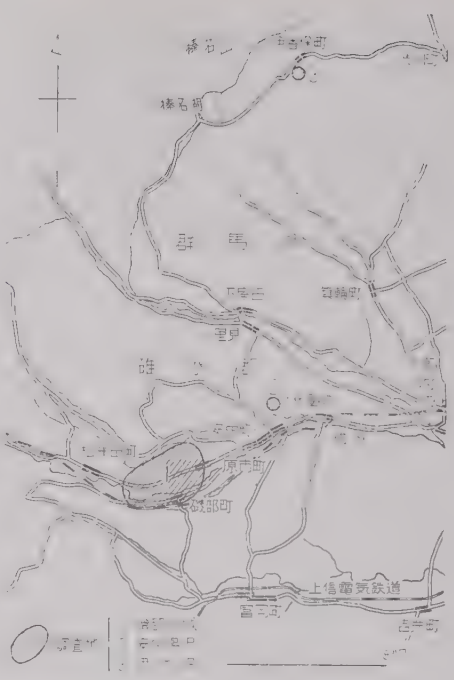
伊香保温泉は炭酸鉄泉であるといわれるので，おそらく CO_2 ガスを伴なうものと予測して，そこに測点を配置した。第1図の3の地区がそれである。

分析の対象は井戸と表面徴候所在地で採取した水とガスである。これらについて一部現地分析を行い，一部は帰京後地質調査所で分析した。ガス分析の全部と水についての分析の一部は，本所地球化学課の牧技官らによつて行われ，その結果は第1・2表に示す通りである。

4. 地形および地質

安中町から松井田町へほゞ東西に中山道が走るところは，碓氷川左岸にある河岸段丘上であつて，その標高は安中町で 180 m 前後，松井田町方面で 260 m 余を示している。

河川のおもなものは，調査地の南側を東流する碓氷川と，北側を東流する九十九川とである。段丘上の地下水は，この両河川によつて左右され，また段丘の西から東へ高度を減ずるため若干浅層地下水の東流することが考



第1図 調査位置図

えられる。川の面から，主段丘までの高度差は約 10 m にも及ぶ。

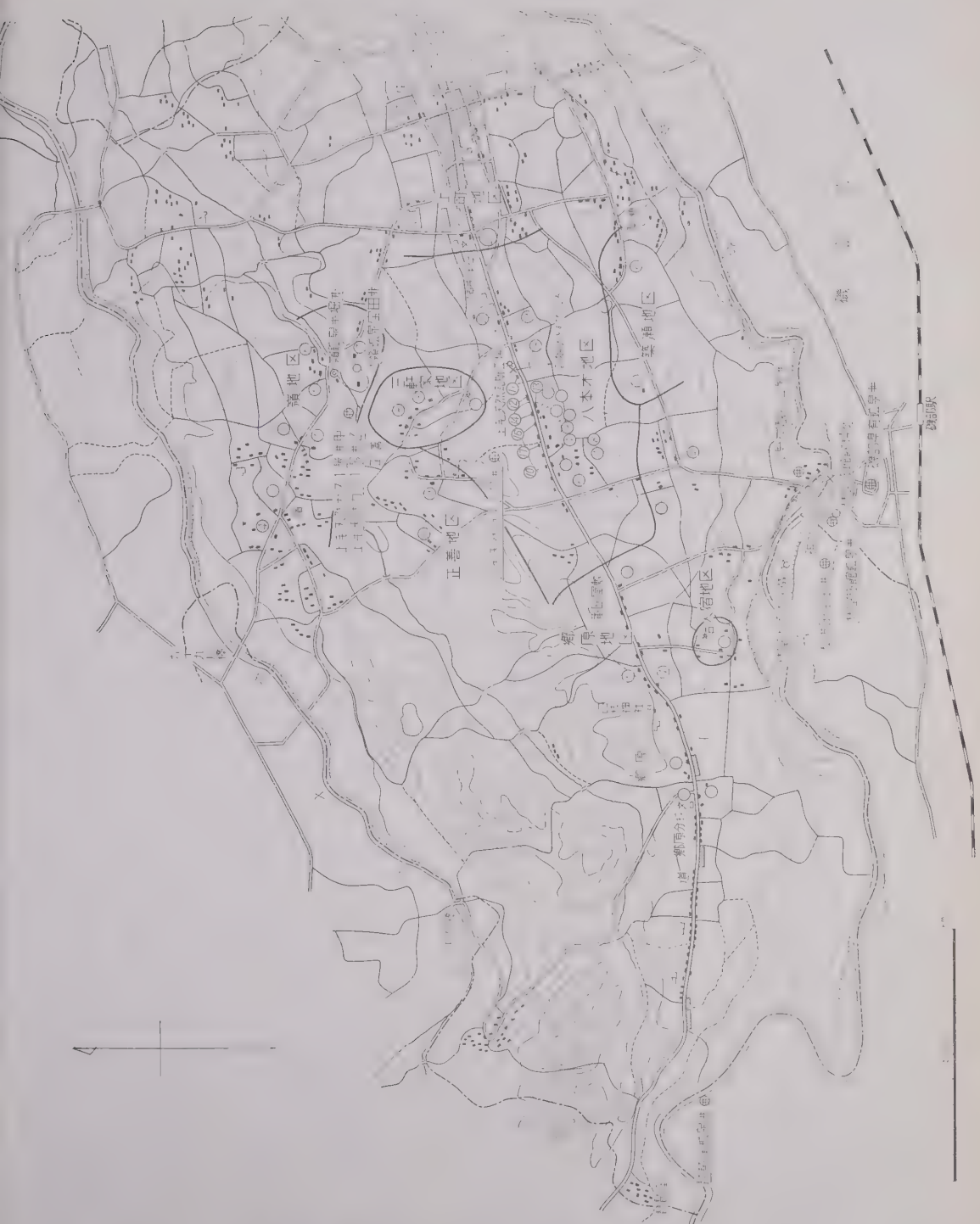
安中町湯沢鉱泉の源泉は，谷間の崖下にあり，伊香保温泉井は谷間の流れの横にあつて，ともに地表水に滲透され易い場所である。

磯部町附近の地質に関しては，石和田靖章[2)3)]によると第3図のようである。地質時代・層序・岩相・層厚等は第4図に示される。

原市泥岩層および塚原泥岩層と呼ばれる，不透性塊状泥岩の間に挟まれた聖明寺および磯部互層の砂岩は，層厚 100 m を超え，北方へ傾斜する。磯部町北西方は，これら巨視的には北へ傾斜する碓氷層群が，断層と背斜とを伴なつてやゝ鼻状の構造をつくるところである。この地質状況のもとで地下に存在するガスは，その分圧に相応する力で地上へ移動し，それにつれて化学組成上の平均化をきたすものと考えられる。したがつて，これら砂層の巨視的構造は，ガスの移動と集積にはきわめて重要である。

磯部逆断層は 40～55° 前後の断層面傾斜をもつて西に傾く。これに並行して北北東—南南西方向に，断層の東西両側に2条の小背斜軸が走る。これらの小構造はガス徴との関連が密接である点から，坑井による採ガスの場合にはことに注目すべきである。

総じて碓氷層群は凝灰質の部分があり，泥岩には硬い



第2図　磯部・原市町附近天然ガス調査測点位置図

第1表 群馬県磯部町附近地化学調査表――その1

Locality	ガス量 Vg (m³/d)	水量 Vw (m³/d)	Casing Dia. (inch)	Depth (m)	気温 T_L (℃)	水温 Tw (℃)	Cl^- (mg/l)	pH	RpH	free CO_2 (mg/l)	free CO_2 (cc/l)	HCO_3^- (mg/l)	total CO_2 (mg/l)	total CO_2 (cc/l)	NO_2^- (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	⊕Fe^t (mg/l)	⊕SO_4^{--} (mg/l)
1. 上毛天然ガス 2号井	721	121	6	748.5	10	30.9··f	12,940	6.9	7.9	616	314	8,570	6,796	3,460	0.000	30.3	2.6	2 >
2. 上毛天然ガス1号井甲	1,076	142	6 ¼	452.5	13	33.9··f	13,510	7.0	8.2	567	288	7,750	6,167	3,140	0.000	27.0	0.4	2 >
3. 峯鉱泉手掘井							7,350	6.9	8.3	655	333	9,340	7,395	3,760	0.000	8.70	13.8	2 >
4. 〃 宝川井					8.5	19.4··f	5,400	6.9	8.4	440	224	8,780	6,790	3,460	0.000	18.4	0.8	3
5. 松江田宝川井					11	13.9··f	3,550	6.8	8.0	94.7	49.5	2,410	1,835	934	0.000	13.7	0.4	4
6. 林屋旅館鉱泉井	不明	n. f		5	11	20±··p	4,190	6.7	8.2	352	179	3,860	3,142	1,600	tr. ?	11.4	0.8	5
7. 林屋上流ガス徴	ca.10	不明			9.5	9.0	39.1	5.4	7.2	308	157	232	475	242	0.000	0.02		5
8. 安中町湯沢鉱泉	〃 0	ca. 5					1.0 >	6.1	6.9	6.6	3.3	82.5	66.1	33.6	tr. ?	1.96	-	71.7
9. 林屋旅館飲料水							10.5	6.4	7.0	17.6	8.9	97.8	88.2	44.8	0.004		-	
10. 琵琶窪鉱泉井	不明	n. f		不明	2.0	11.3	12,430	6.9	8.2	582	296	9,760	7,632	3,880	0.000	27.5	0.3	2 >
11. 磯部県有鉱泉井	1,000 ±	10	4	103	4.2	12.0≦	10,920	6.8	8.0	573	292	6,960	5,603	2,870	0.000	25.2	5.3	2 >
12. 平野炭酸 R-4号井	0	5	3 ¾	84	10	17±··f	6,700	6.6	7.8	542	275	4,820	4,022	2,050	—	8.00	17.0	6
13. 伊香保温泉2号井	0.5	3,000	6	111.9	5	48±··f	127	6.1	7.3	123	62.7	305	343	175	0.000	0.09	—	
14. 上毛天然ガス1号井乙	密閉中	密閉中	6	313.1	-	-	13,550	—	-	—	-	—	-	-	—	27.9	0.2	2 >
15. 碓氷川川水（磯部					—		4.7	6.7	7.1	--		53.5	-	.	.	—	—	7

No.	⊕Ca^{++} (mg/l)	⊕Mg^{++} (mg/l)	Ca^{++}/Cl ×10^{-2}	Mg^{++}/Cl ×10^{-3}	Ca^{++}/Mg^{++}	⊕I^- (mg/l)	⊕Br^- (mg/l)	I/Cl ×10^{-4}	Br^-/Cl ×10^{-3}	Br^-/I	⊕HBO_2 (mg/l)	⊕$KMnO_4$ cons. (mg/l)	dis. O_2 (cc/l)	dis. CH_4 + N_2etc. (cc/l)	⊕Gas Composition (Vol. %) CO_2	O_2	CH_4	N_2 etc.
1	203	53.4	1.57	4.13	3.80	5.7	41.7	4.4	3.22	7.3	673	16.4	0.14	0.75	99.5	0.1	0.1 (17.0)	0.3
2	276	59.4	2.04	4.40	4.64	5.8	39.2	4.3	2.90	6.8	860	21.4	0.00	0.65	99.4	0.1	0.1 (20.4)	0.4
3	126	42.0	1.71	5.71	3.00	3.4	20.7	4.6	2.07	6.1	350	21.4	--	—	—	—	—	—
4	85.0	16.2	1.58	3.00	5.25	2.4	17.7	4.4	3.28	7.4	269	30.5	0.17	1.97	97.3	0.1	1.9	0.7
5	68.7	28.0	1.93	7.89	2.45	2.2	11.0	6.2	3.10	5.0	110	10.1	0.51	29.3	22.0	0.0	(60.8	(17.2)
															21.2	0.7	58.7	19.4
6	55.4	12.7	1.32	3.03	4.36	1.7	12.1	4.1	2.89	7.1	335	12.3	0.95*	2.01	—	—	—	—
7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25.2	—	—	78.7	0.3	10.4	10.6
8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16.4	—	—	—	—	—	—
9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	91.5	43.7	0.74	3.52	2.10	5.2	35.0	4.2	2.81	6.7	500	16.4	0.27	4.05	—	—	—	—
11	215	43.7	1.97	4.00	4.92	5.0	33.4	4.6	3.06	6.7	634	18.9	0.10	4.66	77.6	0.3	12.6	9.5
															(73.5	(0.0	9.2)	(17.3)
12	208	35.0	3.11	5.22	5.94	3.0	19.7	4.5	2.94	6.6	413	34.8	—	—	60.1	4.7	7.0	28.2
13	—	—	—	—	—	—	—	-	—	—	—	—	0.41	6.43	22.2	0.2	0.1**	77.7
14	98.4	68.3	0.73	5.04	1.44	5.7	39.9	4.2	2.95	7.0	697	23.4	—	—	97.3	0.1	1.5 (57.7)	1.1
15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15.1	—	—	—	—	—	—

* Pump　** 精度以下　CH_4（ ）内は CO_2+O_2 の残に対する CH_4 %

昭和30年2月調査　⊕ 分析：牧 真一

第2表　磯部町附近地化学調査表——その2 (原市町浅層地下水)——

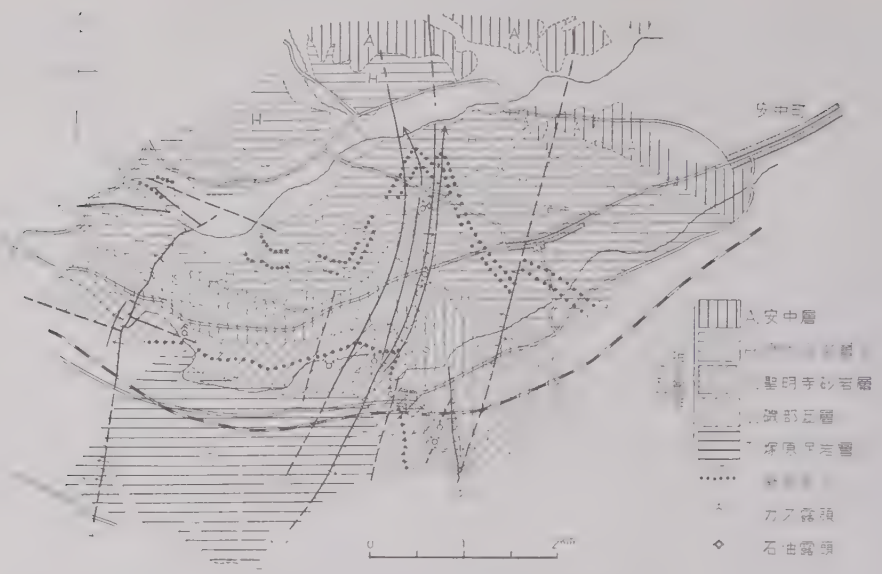
Loc. No.	井戸の所有者	地面からの井戸の深度 (m)	同左水面 (m)	気温 T_L (°C)	水温 Tw (°C)	井戸の型式	所在地 内..屋内 外..屋外	pH	RpH	RpH-pH	Cl^- (mg/l)	free CO_2 (mg/l)	free CO_2 (cc/l)	HCO_3^- (mg/l)	total CO_2 (mg/l)	total CO_2 (cc/l)	NO_2 (mg/l)
八本木-1	石原　勝次	12.5	9.2	12.9	11.9	開	外	6.6	7.8	1.2	59.6	32.0	16.3	283	236	120	0.000
2*	〃	9.0	8.0	12.9	17.8	〃	内	5.8≦	7.8	2.0≦	47.6	573	292	498	932	474	0.A
3	阿部　富次	11.2	9.5	10.5	10.3	〃	外	6.3⁻	7.8	1.5	65.3	46.3	23.6	174	171	87.1	0.0A
4	真下　一次	11.0	9.5	5.0	14.0	—	〃	6.0	7.8⁻	1.8	26.7	143	72.8	143	248	126	0.00A_1
5	小板橋　某	12.0	10.1	11.5	10.0	—	〃	6.8	7.7	0.9	40.8	2.2	1.1	113	83.8	42.7	0.00A_2
6	万　福　寺	ca.3	ca.2	7.0	13.0	—	〃	6.4	7.2	0.8	17.8	2.2	1.1	36.6	28.6	14.6	0.000
7	田島　治平	5.5	4.8	5.0	10.5		〃	6.2	7.2	1.0	17.8	2.2	1.1	21.3	17.6	9.0	0.000
8	小板橋流長	4.5	4.0	13.0	14.5	閉, ポンプ	〃	6.2	7.2	1.0	17.8	2.2	1.1	15.2	13.2	6.7	tr.
9	浜松禎太郎	11.1	9.5	—	10.8	開	〃	6.5	7.4	0.9	33.8	73.8	37.5	763	625	318	0.00A_2
10	浦野今朝次	11.2	4.5	5.6	10.5	閉, ポンプ	〃	7.0	7.2	0.2	36.9	7.0	3.5	154	118	60.0	0.000
11	野口　由松	11.5	9.0	12.1	11.8	開, ツルベ	〃	7.0⁻	7.0	0.0	36.9	4.4	2.2	122	92.5	47.0	0.000
12	下山　銀造	12.5	11.0	12.2	10.5	〃	〃	6.8	6.8	0.0	36.9	4.4	2.2	65.9	52.0	26.4	0.00A_1
13	横山　覚	12.7	10.6	12.3	12.8	閉, ポンプ	〃	6.6	7.2	0.6	49.0	17.2	8.8	159	132	67.2	0.000
14	安藤賢太郎	12.7	11.2	11.5	11.8	〃	〃	7.1	7.1	0.0	66.0	5.7	2.9	113	87.2	44.4	0.00A_1
15	安藤　虎造	12.0	10.0	11.3	9.7	〃	〃	6.8	7.2	0.4	56.2	11.9	6.1	155	124	63.0	0.00A_2
16	田島　鉦三	12.0	8.5	11.4	11.2	〃	〃	6.6⁺	7.4	0.8	29.9	58.2	29.6	313	284	144	0.A
17	篠原　立作	12.0	10.5	11.0	9.8	〃	内	6.8	6.9	0.1	71.0	7.1	3.6	68.4	56.5	28.7	0.0A
18	池田　三松	11.8	6.0	2.0	9.8	—	外	7.0	6.8	−0.2	61.0	3.5	1.8	23.2	20.3	10.3	tr.
19	山田　充三	17.0	13.5	4.3	9.5	—	〃	7.1⁻	7.3	0.2	55.3	1.8	0.9	153	113	57.6	tr.
20	樫　佳三	16.0	12.5	4.5	11.8	—	〃	6.8	7.1	0.3	71.0	1.8	0.9	101	74.7	37.9	tr.
上町-1	柴田　酉造	12.1	10.5	1.3	11.8	—	〃	6.6	6.7	0.1	16.3	1.8	0.9	33.0	26.6	13.5	tr.?
磯原-1	原市分校	9.5	6.5	8.9	11.7	閉, ポンプ	〃	6.6	6.8	0.2	28.4	7.1	3.6	48.9	42.4	21.5	0.000
2	今井　仁次	8.5	4.5	5.2	10.4	〃	〃	6.6	6.8	0.2	36.2	4.4	2.2	55.0	44.1	22.4	0.00A_1
3	磯貝勘太郎	8.5	5.2	5.4	9.6	開, ツルベ	〃	6.6	6.8	0.2	29.1	6.2	3.1	36.6	32.6	16.6	0.000
4	鈴木　茂	5.5	4.5	5.5	12.3	—	〃	6.4⁺	6.6⁺	0.2	12.8	2.6	1.3	30.5	24.6	12.5	0.000
5	大井　善男	11.5	10.6	5.4	9.8	開, ツルベ	〃	7.0	7.2	0.2	133	7.1	3.6	94.0	74.9	38.0	0.00A_1
6	神保　勇	12.5	6.0	5.6	9.7	閉, ポンプ	〃	6.5⁻	6.8	0.3	12.8	10.6	5.4	47.6	45.0	22.9	0.000
4'	小日向　某	9.3	8.2	4.0	10.2	閉	〃	7.1	7.2	0.1	15.6	7.1	3.6	113	88.8	45.1	0.000
3'	山田　幸平	9.0	6.5	3.6	10.8	〃	〃	6.7	6.7⁻	0.0	7.8	3.5	1.8	24.4	21.1	10.7	tr.?
2'	半田　鏡	7.5	5.5	3.8	9.3	〃	〃	6.3	6.6	0.3	19.2	1.8	0.9	20.8	16.8	8.6	tr.?
給人宿-1	柳沢金四郎	6.5	4.5	8.7	9.8	閉, ポンプ	〃	6.6	6.7	0.1	12.8	13.2	6.7	36.6	39.6	20.1	tr.
嶺-1	大持場共有井	4.5	3.0	3.4	7.9	—	〃	6.7	7.0	0.3	8.5	2.6	1.3	73.3	55.6	28.3	tr.
2	中島　安雄	11.0	10.0	3.5	10.8	—	〃	6.5	7.2	0.7	91.7	1.8	0.9	166	122	62.2	0.000
3	小林　某	7.7	6.5	3.2	9.3	ツルベ	〃	6.8	6.6	−0.2	19.9	1.8	0.9	33.0	25.6	13.0	0.000
4	田島　治郎	8.5	7.5	3.6	9.5	〃	〃	6.8	6.6⁺	−0.2	17.7	1.8	0.9	39.2	30.1	15.3	0.000
5	富田たけよ	6.3	5.1	3.7	8.6	閉, ポンプ	〃	6.6	6.7	0.1	13.5	2.2	1.1	33.0	27.0	13.7	0.000
6	富田京三郎	7.0	4.2	3.6	11.3	〃	〃	6.4	6.9⁺	0.5	12.8	7.9	4.0	67.2	56.4	28.7	tr.?
7	田島勘太郎	1.2	0.3	3.3	6.5	開	〃	6.7	7.0	0.3	12.8	1.8	0.9	73.3	54.7	27.8	0.000
正音-10	荻原清次郎	4.2	2.9	11.3	12.0	閉, ポンプ	〃	6.3	6.7	0.4	9.2	4.4	2.2	33.0	28.2	14.3	tr.
-9	中村謙之助	12.8	7.5	11.2	10.8	開, ツルベ	〃	6.6	6.8	0.2	24.1	2.6	1.3	42.8	33.5	17.0	0.0A
三軒家-8	山田　秀一	4.0	3.5	12.0	11.0	開, ポンプ	〃	6.8	7.5	0.7	184	17.6	9.0	189	155	78.8	tr.
-8	ガス会社給水井	6.8	3.5	12.2	11.3	〃	〃	7.2⁻	8.0	0.8	319	7.1	3.6	139	107	54.5	0.00A_2
7	原田　繁市	4.0	3.5	12.2	9.2	〃	〃	7.4	7.9	0.5	441	12.3	6.3	398	299	152	0.00A_1
簗崎-6	佐藤　伊兵	8.1	5.0	2.8	8.2	開, ツルベ	〃	6.8	7.0	0.2	19.9	4.0	2.0	79.4	61.3	31.1	0.000
5	医　王　寺	5.5	3.5	3.6	12.3	閉	〃	6.4	6.9	0.5	12.1	7.1	3.6	67.4	53.8	27.4	0.00A_2

* ツルベ→サイフォン採水
dis. O_2=0.44cc/l
dis. N_2 etc.=4.00cc/l } Tw=15.8°C
水面直上のガス成分

現地分析　牧　眞一
CO_2　83.5%····82.1(86.4)
O_2　1.2%····1.0(0.0)
CH_4+N_2 15.3%　CH_4 7.6(8.0)　N_2 9.4(5.6)

$A_1 \geq A_2 > A_3$

昭和30年2月調査



第 3 図 磯 部 附 近 地 質 略 図 (石 和 田 靖 章 原 図)
1 磯部断層　2 正道断層　3 原市断層　4 堤邑断層　5 聖明寺断層　6 名山断層

			層厚	岩層
洪積世		ローム・浮石層	3〜4 m	
		砂礫層	2〜4 m	
中新世	碓氷層群	安中層	150 m＋	砂岩泥岩互層，含礫砂岩・礫岩・泥岩等の互層。下部純海成
		原市泥岩層	510 m±	泥岩・砂質泥岩，凝灰岩を挟在 純海成，油徴あり
		聖明寺砂岩層	130 m±	上半…無層理塊状淡青色細粒砂岩 下半…凝灰質 1〜2 m，礫層あり，海成
		磯部互層	100 m±	泥質砂岩，砂質泥岩互層 全般に凝灰質 海成
		塚原泥岩層	300 m＋	暗黒色無層理塊状泥岩を主とする 海成

第 4 図　磯部町附近地質柱状図

部分がある。油田における Cap rock に対応するものは原市泥岩であり，ガスが水を伴なう点から塚原泥岩の bottom rock註1) としての性格も重要である。

原市泥岩から塚原泥岩までの各層はいずれも純海成層で，Neritic ないし Bathyal[2)3)] の堆積物である。

安中層の下部は純海成層であるが，上部は亜炭を含む陸成の部分もある。天然ガス地質の立場からは，原市泥岩から塚原泥岩に至る層位が物理的にも 1 単位になり，安中層は別途に考慮されるべきであろう。

伊香保温泉は榛名火山山腹にあり第四紀火山の安山岩質集塊岩からなっている。しかしその基盤としておそらく第三紀の海成層が存在するのではないかと考えられる。

5. 坑井と表面徴候の調査結果

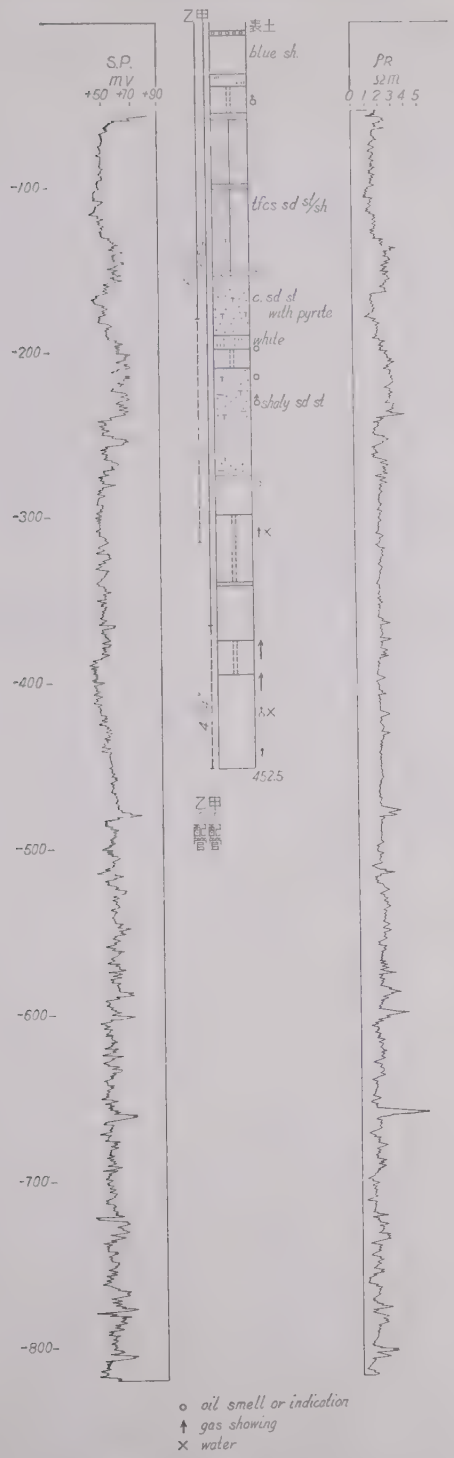
4 節に述べた地質状況に対して，第 2 図のように配列した測点において，第 1 表に示す結果を得た。

5.1 坑井地質について

上毛天然ガス株式会社所有の R-1 甲および R-2 号井は，いずれも磯部断層の西側から背斜頂部附近に開坑したものであり，掘り始めの地層は，R-1 では原市泥岩層，R-2 は聖明寺砂岩層である。

第 5 図に R-1 甲号井，第 6 図に R-2 号井の坑井地質柱状図を示す。この 2 坑井はいずれも磯部断層附近から炭酸ガスを採取している。

註1. Cap rock に対し，ガス槽の下部に横たわる不透性の岩石を bottom rock (底岩または底層) と呼ぶ。



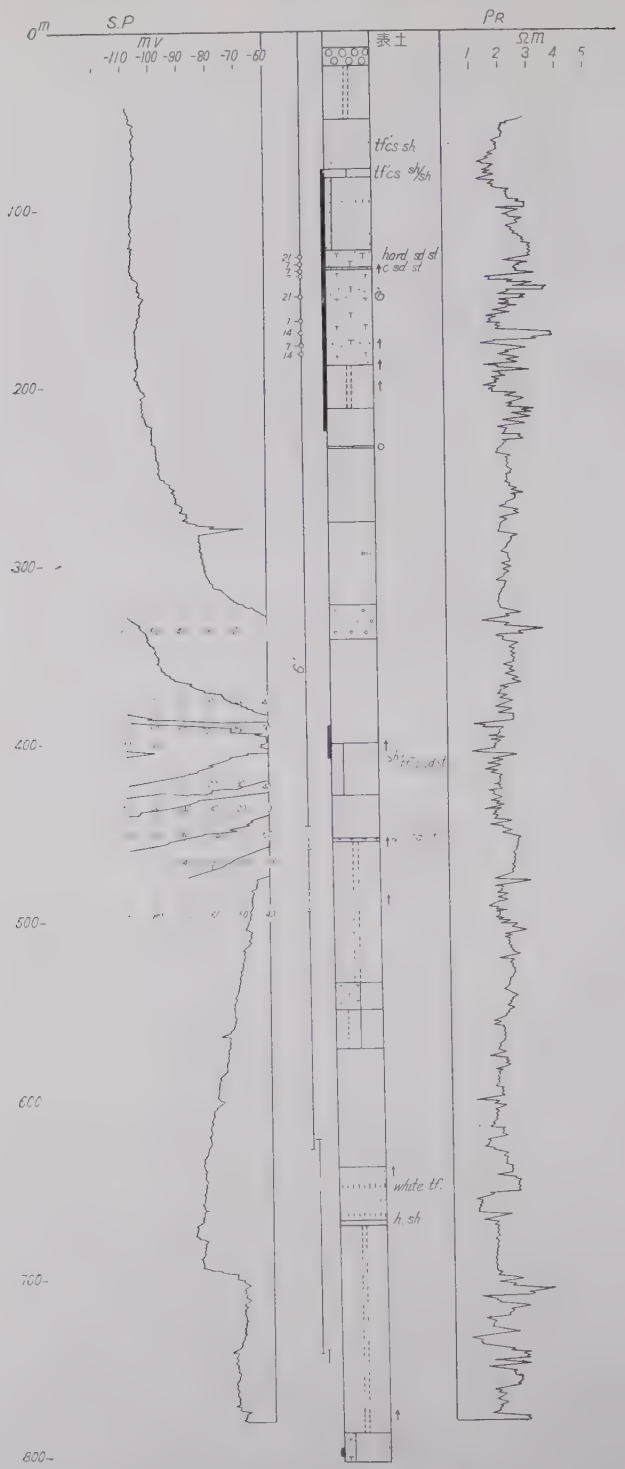
第 5 図　上毛天然ガス R-1 甲柱状図(原市 R-1)

標高 216.32 m　深度 826.00 m

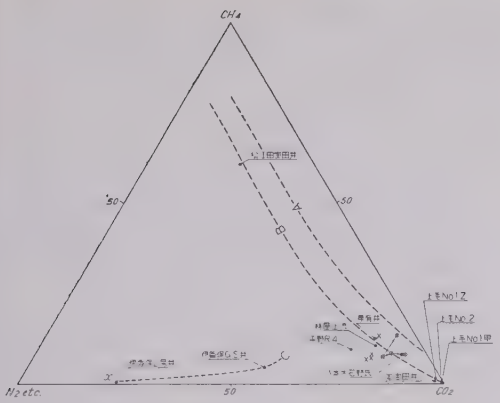
泥水 比重 1.20
泥水 粘速 30 sec.
泥水 抵抗 0.45 Ωm

電　検 1941-6-21

裸孔径 7′/2″



第 6 図 上毛天然ガス R-2 柱状図(原市 R-2)
深度 781.00m 泥水比抵抗 0.2 Ωm 電極間隔 M-0.25m-A-4.75m-B
竣検 1950-3-3



第7図 ガス組成の3成分表示図

A 線……長野縣小諸市周邊のガス組成が，大略この線上へくる[6]。
B 線……a. b. c 群を連ねた線
× 印……浅間山の火山ガス[4]
⊗……同上，空氣補正値
→……時間的変化

平野炭酸 R-4 号井は，磯部断層東側に掘鑿されたもので，掘り始めも採ガス層も磯部互層に属する。

5.2 天然ガスの質について

当地域から産出するガスは，多量の CO_2 に少量の CH_4 と N_2 とを混ずるものが多い。そのガス組成は第1表および第7図に示されるように，松井田の宝田井 (No. 5) を除いて，いずれも CH_4 は 15 % を超えない。

この磯部地域のガスを成分図のうえで3つの群に分けることができる。

a) 上毛 No. 1 甲
上毛 No. 2
上毛 No. 1 乙
嶺 宝田井
CH_4 < 2 %
CO_2 > 97 〃
N_2 < 2 〃

b) 磯部県有井
平野炭酸 R-4
林屋上流ガス徴
CH_4 9～13 %
CO_2 73～80 〃
N_2 9～17 〃

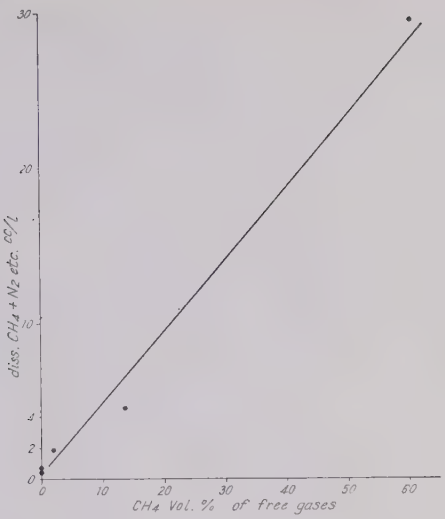
c) 松井田 宝田井
CH_4 61 %
CO_2 22 〃
N_2 17 〃

これらの産ガス地は，それぞれ次の地域を占めている。

a) 原市町方面
b) 磯部町碓氷川附近
c) 磯部町西部地区

以上を産状別にすれば，

a) 最もガス量が多く，かつ深くまで坑井を掘鑿したもの
b) ガス量は a) に次ぐもの
c) 僅かに水とガスとが自噴するもの



第8図 坑口ガス中の CH_4 % と dis. CH_4+N_2 との関係
縦軸には dis. CH_4 をとるべきであるが，アンプル不良のため dis. gas の分布結果の信頼度がおもてしまつたので，やむをえず CH_4+N_2 の値を使つた。
たゞし dis. gas の大部分は CO_2, CH_4 であり，CO_2 CH_4 が多くなると N_2 が減少するガス田の一般的性質から，本文で取り扱う程度の議論には，dis CH_4+N_2 を使うことは意味のあることである。

となる。

原市町字八本木における石野氏宅のガスは，第2表に示した組成をもち，洪積層下部から自噴するガスであつて，第7図上における位置からみると，やゝ b) 群に近い。ガス量は測定不能であるが 100 m^3/日位の order と思われる。その組成上の特徴は，上毛天然ガス会社の坑井から得られるガスに較べて，CO_2 が少なく，N_2 と CH_4 とが多いことである。

第1表に示したガス組成中の CH_4 % と，dis. CH_4+N_2 cc/l との関係を求めると第8図のようになる。琵琶窪鉱泉水は，コンクリートによつてシールされている場所にあるので，その産ガス状況は不明であるが，コンクリート蓋にある直径 3 cm 位の小孔から，2口注射器によつて鉱泉水を採取して溶存ガスを分析した結果，dis. CH_4+N_2 は 4.05 cc/l である。この鉱泉は，後述のように水質上では特に磯部地域の地下水と大差ないので，ガス質も大差ないと考えて，第8図上で坑口ガス組成を求めると，CH_4 はおよそ 8 % 前後になる。CH_4 を 8 % として第7図上でその属する群を求めると，b) 群になる。

以上述べたところから，およそ次に述べるガス質分布上の特徴がみいだせる。

(1) 北部の原市附近において産ガス量が多く，ガス層深度の大きなものは a) になる。

(2) それよりもガス量が少ないものおよび南部地区

第3表 浅間地獄谷噴気孔の噴出ガスの化学組成[4]
(Vol. %)

	昭和9年 8月7日	昭和9年 10月14日		昭和10年 4月28日	昭和10年 6月11日
H_2S	**0** 0	**0.49** 0.47		**83.5** 79.27	**86.3** 79.54
CO_2	**82.4** 78.66	**81.5** 78.72	昭和10年4月20日大爆発		
重炭化水素	**2.97** 2.85	**2.82** 2.72		**3.53** 3.35	**2.24** 2.07
O_2	**0.00** 0.95	**0.00** 0.73		**0.00** 1.05	**0.00** 1.66
CO	1.16	1.47		1.68	1.14
H_2	0	**4.25** 4.10		**2.64** 2.51	**1.05** 0.97
CH_4	**10.49** 10.01	**4.23** 4.08		**2.93** 2.78	**1.59** 1.46
C_2H_6	0	0		**1.93** 1.83	**4.17** 3.84
N_2+A	**2.84** 6.26	6.71		7.53	9.46
計	99.89	99.00		100.00	100.14

(岩崎岩次資料)

太字は $O_2=0.0$ としての空気補正値
空気の組成($O_2=20.95$ %, $N_2+A=79.02$ %)

のガスは b) 群になる。さらに(1)の地区の浅層ガス徴は b) 群になる。

(3) 坑井が埋没し，かつガス量のきわめて少ないものは c) になる。

上述の a), b), c) 群を線で結ぶと，第7図のBを得る。このB線は先に小諸市附近の調査で求めた[6] A線と相似であつて注目される。

浅間火山の噴気孔ガスの組成は[6]，第3表に示すようである。表の一部には，かりに $O_2=0.00$ %として，ガス組成に対して空気補正を行つてみたものを記入した。その数値を第7図上において成分表示してみる(この場合に重炭化水素類は CH_4 に加えて表示した)。この第7図上における空気補正値が，およそB線上におちることは注目される。

伊香保温泉2号井のガスは，CH_4 がほとんどなく，CO_2 22 %，N_2 78 %からなるガスである。昭和30〜31年に地質調査所で掘つた新らしい井戸(伊香保 R-3 号井)においては，坑井深度 200 m 以上において，$CH_4 \fallingdotseq 5$ %，$CO_2 \fallingdotseq 55$ %，$N_2 \fallingdotseq 40$ %なる組成の遊離ガスが得られた[註2]。おそらくこの CH_4 は，榛名第四紀火山の基盤を構成する第三紀層に由来するものであつて，浅い温泉水中の N_2 は，地表水からはいつた dis. N_2 に由来する部分が多いと考えられる。したがつて，伊香保温泉附近から産出するガスは，第7図上のC線およびA線，B線附近を占めるような化学組成の特徴を示すのではないかと予測されるのである。

5.3 地下水の性質について

1) **水温** 上毛天然ガス R-1 甲は，第5図に示されるように深度 365 m に孔明管の頂部があり，R-2 は第6図によると 460 m に頂部がある。その自噴水温はそれぞれ 33.9°C と 30.9°C であり，深度に対応して水温は高い。もしも両井が鉄管尻から水を産しているとすれば，水温は他地域の通常な地下増温率から算出したものに近くなるが，1号井甲のように，ガンパー仕上げの井戸では，おそらくその位置から水とガスの大部分が出ているものと考えてよいであろう。したがつて地下深所の温度が，案外に浅いところに位置した孔明管による採ガス井において測られるのであろう。ガス水比がきわめて大きな炭酸ガスの産ガス井にあつても，断熱膨脹による水温降下よりは，地下における通路に沿う温度上昇が大きい場合もありうることである。又坑井はそのようなところにおいて仕上げることが，採ガス上望ましいともいい得よう。

2) **Cl^-** 最高値は 13,500 mg/l である。原市町の深井戸ではいずれも Cl^- 量が 10,000 mg/l を超え，磯部県有井も同様である。嶺鉱泉の手掘井(3)は，宝田井(4)よりも Cl^- が多い。他の化学組成から，おそらくこの手掘井は地下にある相当な深度の水質を代表しているものと思われる。

磯部附近の浅い井戸または古い井戸は，3,500〜4,500 mg/l Cl^- 程度であり，平野炭酸 R-4 は，休止井をリフトして採取したのであるが，Cl^- は 6,700 mg/l で少ない。

安中層中の鉱泉水(8)は，Cl^- が 1 mg/l 以下できわめて少ない。

伊香保2号井では 127 mg/l と測定された。

3) **pH および RpH** pH はいずれも弱酸性である。地下水中の溶解塩類は多いが，free CO_2 の多いことから当然である。

RpH は 7.8〜8.4 である。

4) **free CO_2** 遊離炭酸は滴定で求めたのであるが，200〜330 cc/l 存在する。嶺鉱泉の手掘井(3)で最高値の 333 cc/l が測られた。

5) **HCO_3^-** 磯部町附近の鉱泉水は，わが国において最も多量の HCO_3^- を含むものとして著名である。この度の測定でも，琵琶窪鉱泉(10)の 9,760 mg/l を最高値とし多くの鉱泉水が 5,000 mg/l 以上を示す。

伊香保の温泉水は 305 mg/l を示している。

6) **NO_2^-** いずれも 0.000 mg/l である。たゞし林屋

註2) 牧真一：伊香保温泉協会依頼調査(未発表)

旅館の鉱泉水(6)には，あるいは痕跡程度の NO_2^- があるかもしれない。

7) NH_4^+ NH_4 は上毛天然ガス R-2(1)の 30.3 mg/*l* を最高とし，Cl^- が 3,000 mg/*l* 以上の地下水にはいずれも 8 mg/*l* 以上存在する。

伊香保温泉水(13)は 0.09 mg/*l* である。

8) total Fe 停滞水的な性状で分析試料を採取した嶺鉱泉手掘井(3)と，平野 R-4(12)とに 10 mg/*l* 以上の Fe がある。水量の少ない鉄管井(県有井‥‥11)でも 5.3 mg/*l* を占めてやゝ多いが，他は 3 mg/*l* を超えない。多量の水とガスとを常時産出するような井戸では，おそらく全鉄は 0.5 mg/*l* 以下になるだろうことが，第1表から推測できる。CO_2 による鉄の溶解度の増加が考えられるにもかかわらず，このように Fe^t が少ないのは，おそらく地層中に可溶性の鉄がきわめて少ないことを示すものであろう。

9) SO_4^{--} Cl^- が多く，地下深所から出ていると思われる地下水中にはいずれも SO_4^{--} が 2 mg/*l* 以下である。ただし，嶺地区の井戸 (4, 5) や磯部町林屋の井戸(6)，平野 R-4 (12) 等，上水混入のおそれのある測点では，3～7 mg/*l* の SO_4^{--} を認めている。

10) Ca^{++} および Mg^{++} Ca^{++} は最高 276 mg/*l* が測られた。Mg^{++} は最高 59.4 mg/*l* ある。いずれも上毛天然ガス1号甲(2)の地下水である。

Ca^{++}/Cl^- は大体 $(1.6\sim2.0)\times10^{-2}$ 位であるが，琵琶窪(10)と上毛天然ガス1号乙(14)では $(0.73\sim0.74)\times10^{-2}$ で数値が小さく，その原因については判然としない。

Mg^{++}/Cl^- は $(3\sim8)\times10^{-3}$ 程度を示し，地下水は $Ca^{++}>Mg^{++}$ 型である。したがつて Ca^{++}/Mg^{++} は1よりも大きく，多くは2～6の間にある。Mg^{++}/Cl^- の大きいのは松井田宝田井(5)であり，この井戸水の多くの化学的性質は特異である。

11 I と Br^- I^- は少なく，Cl^- が 3,000 mg/*l* 以上の地下水においても，1.7～5.8 mg/*l* である。I^-/Cl^- は $(4.2\sim6.2)\times10^{-4}$ であつて，南関東のガス田よりも一桁数値が小さい。I^-/Cl^- の最大は，松井田宝田井(5)の 6.2×10^{-4} であり，やはりこの井戸は特異値を示す。この特異値を除けば，I^-/Cl^- の値は $(4.1\sim46)\times10^{-4}$ の間にあり，きわめてその数値の変化が少ない。

Br^- は I^- よりも多く存在し，最高 41.7 mg/*l* (測点1) を示している。Br^-/I^- は 5.0～7.4 であるが，最小値の 5.0 は松井田宝田井(5)である。また Br^-/Cl^- は $(2.07\sim3.28)\times10^{-3}$ にあり，平均は $(2.9\sim3)\times10^{-3}$ 前後におちつく。

12) HBO_2 きわめて多く存在し，最高 860 mg/*l* (上毛 R-1 甲)もあり，全般的に 250 mg/*l* を超える。大体その量は塩分の濃度に比例する。

水成岩中から産する地下水についてのBと Cl^- に関する資料は，目下系統的に集めようとしている時期なので，こゝには分析値だけを参考資料としてあげるにとどめる。

13) $KMnO_4$ 消費量 Cl^- が 10,000 mg/*l* を超える地下水では，16～23 mg/*l* 程度の値を示す。この数値は東京都内のガス附随水における $Cl^-=12{,}000\sim14{,}500$ mg/*l* に対する $KMnO_4$ cons.$=115\sim185$ mg/*l* に比較しておゝよそ1桁小さい。秋田県黒川油田産出の油田鹹水も，やはり東京の例と同じ桁数を示している。

14) dis. O_2 CO_2 ガスの採取井にあつては，0.00～0.2 cc/*l* 程度できわめて少ない。SO_4^{--} の存在する地下水ではやゝ多くなる傾向にある。したがつて，この O_2 は一部の N_2 とともに，地表水によつて供給されたものと思われる。

伊香保2号井(13)では 0.41 cc/*l* もあつて，上水混入が考えられる。

15) dis. CH_4 + N_2 etc. 水中溶存ガスの大部分が CO_2 であつて，CH_4 + N_2 etc. はきわめて少ない。dis. O_2 の少ない深井戸の水にあつては，その数値は 0.65～0.75 cc/*l* (測点 1, 2) となつている。free gas に CH_4 と N_2 がやゝ多い井戸では，1 cc/*l* を超える。dis. CH_4 + N_2 etc. と free gas 中の CH_4 との間には，第8図のようにおゝよそ次の関係がみられる。

dis. CH_4 + N_2 etc. cc/*l*	CH_4% in free gas
0.7 ±	0.1 ±
2 ±	2 ±
4～5 ±	10 ±
30 ±	60 ±

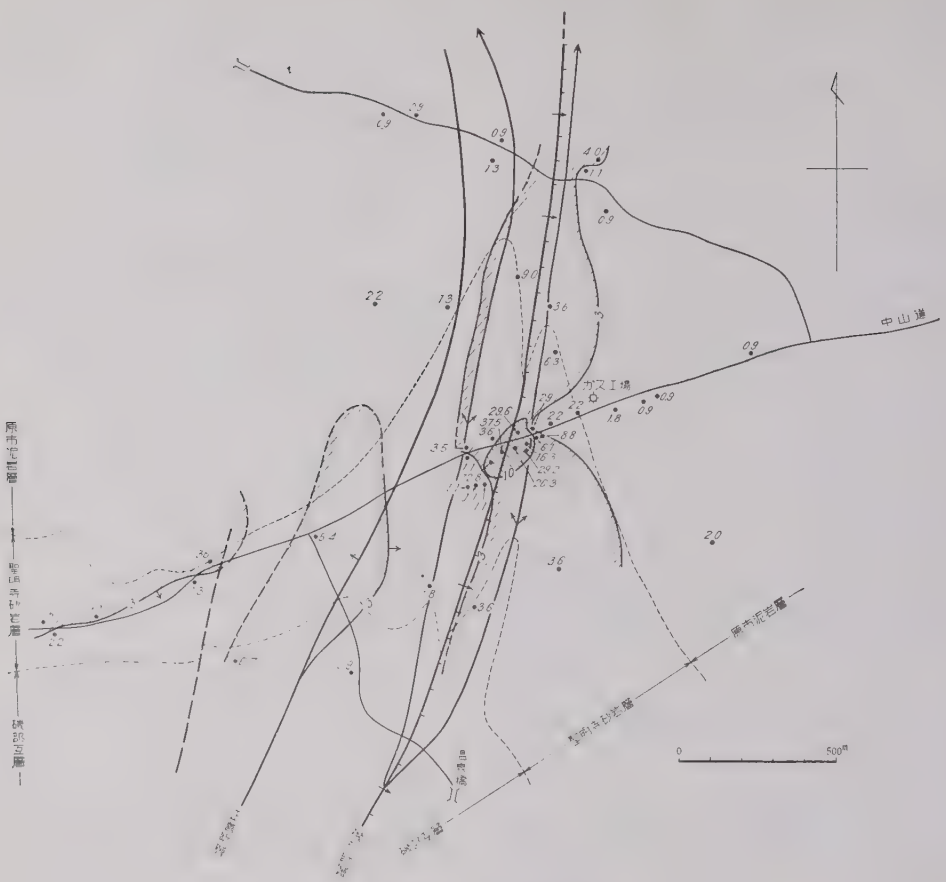
第8図から，dis. CH_4 + N_2 etc. または free gas 中の CH_4% を次のように推定する。

測点	推定 dis. CH_4+ N_2 etc. 量 (cc/*l*)	推定 CH_4 % in free gas.
林屋鉱泉井(6)		2 ±
琵琶窪鉱泉(10)		10 ±
平 野 R-4(12)	4 ～ 5	
上毛 R-1Z(14)	2 ±	

以上に述べた地下水の性質に関する相互関係と，それらから考えられる鉱床の成因などについては，第7節で一括して述べる。

6. 原市町における浅層地下水について

この地域は上述したような，特徴をもつた産状を示す



第 9 図　原市町浅層地下水水質分布図　free CO_2 cc/l

ガス田であり，しかもガス組成は CO_2 が非常に多く，そのガスは Cl^- 量の多い地下水と共存する。ガスを賦存する第三紀層では，断層がほゞ北北東—南南西に走つている。原市町附近ではその第三紀層を，洪積層が 10m 前後の厚さで河成段丘として被覆し，浅層地下水はその両層の境界附近を流れる。したがつて，この浅層地下水は第三紀層中に賦存するガスのあり方と関連があつてよいはずである。

この度の調査では，断層を横切るようにほゞ東西方向に配列した測点によつて，民家の飲料水を対象とした分析を行つた。

第 2 図には測点を示し，第 2 表には得た結果を示す。測定した項目のなかで特に重要と思われるものについて以下に説明する。

1) pH および RpH　pH はほとんど弱酸性の 6.2～5.8 前後が多い。RpH は 7.0～7.2 程度が多いが，測点番号八本木 1～5 附近では，7.7～7.8 位でやゝアルカリ側へよる。RpH—pH は 0.3～0.5 前後が多いが，八本木には数値の大きいものがある。

2) free CO_2　free CO_2 は最高 292 cc/l と測定された。第 9 図にその地域的分布図を示す。最も多いのは八本木中部地域の 10 cc/l 以上のところであり，それを中心としてほゞ北北東—南南西方向に 3 cc/l 以上の地域となる。番匠屋敷(郷原 6)附近と，西方の日枝神社下にも 3 cc/l 以上ある。

第 9 図に地質構造のおゝよそを示して，CO_2 量の分布と比較する。10 cc/l 以上の CO_2 がみられるところは地質的に昌明寺砂岩層のやゝ上半部が洪積層下に現われるところであり，かつ礫部断層上にあたる。八本木地区の 3 cc/l CO_2 以上の地区は，礫部断層の存在と，地層を構成する岩石の物理性，および附近の地下水の動きの推定方向から考えられる分布状態を示す。

正善寺断層上にも少ないながら CO_2 の異常分布がみえるし，北西方に CO_2 が多いのは第三紀層が地表へ露出しているため，または地表水と植物との関係に由来するものと思われる。

第 10 図 原市町浅層地下水水質分布図 HCO_3^- mg/l

free CO_2 は後述する HCO_3^- や Cl^- に較べて，浅層地下水中の成分として，地下の状況と対応させようとするときに，最も動的な indicater と考えてよい。もちろん free CO_2 量は，地下深所から地上へ逸散する CO_2 ガスをそのまゝ指示するものではないが，地質と対応させるときに，鉱床の立体的な動的状況をうかがうときに用いる一つの indicater であると考えられる。

メタン系天然ガスを産する鉱床地区における土壌空気 (Soil Air) 中に，CO_2 がしばしば地下の CH_4 系ガスのあり方と相関する例があげられるが（兼子勝・藤原健一らの研究)，当地域のように CO_2 を主成分とするガスの賦存地では，さらに明瞭に表現されてもよいと考えられるのである。

3) HCO_3^- free CO_2 を含む地下水では，やがて CO_2 の一部がイオン化して HCO_3^- の増加をきたす。

HCO_3^- はいつたん生成されると，free CO_2 のようには簡単に逃げてゆかない。したがつて HCO_3^- は free CO_2 よりも若干長い時間に関連し，より静的に，地下の状況を表わすものと考えられよう。

HCO_3^- は最大 763 mg/l あるが，そこの free CO_2 は 37.5 cc/l であつて，磯部断層の直上に位する。その地域的分布を第 10 図に示す。図によると free CO_2 の多かつた八本木地域では，やはり 100 mg/l 以上の HCO_3^- 量を示し，その南南西の磯部断層延長部にも多い。八本木にあるガス工場から北北西に HCO_3^- が 100 mg/l を超える地域があるが，これは地下からの影響と，図の⊗印で示した位置にかつて数年前まで地下から汲みあげた塩水を捨てた影響との合成である。八本木附近における HCO_3^- > 45 mg/l の地域は，新第三紀層の断層と，地層の物理性に支配されるようなかつこうである。free CO_2 の多かつた番匠屋敷（郷原 6）でも HCO_3^- がやゝ多く，北西部でも 45 mg/l を超える。

4) Cl^- HCO_3^- よりもさらに静的な indicater として Cl^- を考えてみた。その地域的分布は第 11 図にみられるように，free CO_2, HCO_3^- と似た形を示している。free CO_2 が多く，ガス徴候のあつた（八本木 2）地域では，Cl^- も 50 mg/l を超え，やはり地下の状況を反映しているようである。

第 1 表において，碓氷川の川水 (15) は Cl^- = 4.7 mg/l であり，上屋上流のガス徴地（7）における水は，碓氷川河原近くにある河川水であるが，優勢なガス徴地であるためか Cl^- = 39.1 mg/l を示している (HCO_3^- も増加していることはもちろんである)。このような例もあるので，おそらく調査地域内においては，地下からの CO_2

第 11 図 原市町浅層地下水水質分布図 Cl^- mg/l

系ガス逃散は，僅かの Cl^- の逃散を伴なうものと考えてよいであろう。

したがつて，前述したように，Cl^- をもつて HCO_3^- と同等またはそれよりも若干静的にガスの逃散，ひいては地下のガス鉱床状況の一端を示すと考えてよいであろう。

ガス工場から北北西に延びる $Cl^- > 50$ mg/l の地域は，前述したように⊗印位置に塩水を捨てたものが，地下水となつて流れていつたものである。

5) その他 total CO_2 の分布は free CO_2 と HCO_3^- の状況によく似る。また NO_2^- は，free CO_2, HCO_3^-, Cl^- の多い所に多い傾向があつて注目される。なお，井戸の状況は第 2 表に記載してあるので参考とされたい。

7. 天然ガス鉱床

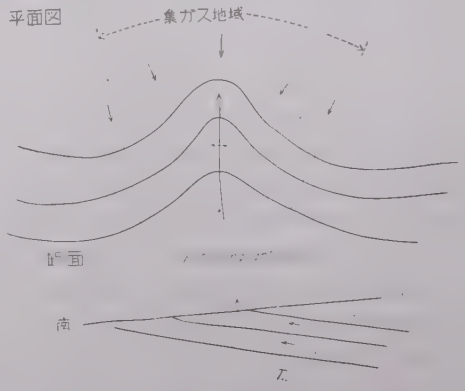
7.1 ガス礦について

地表地質・坑井地質・ガス量・水量等に関する資料から判断されることは，まずこの地域のガス礦(Gas Reservoir) の存在が磯部断層と，その近くにある鼻状構造的な地質状況に支配されると考えられる。そして，坑井の産ガスは磯部方面よりも北方の原市方面において比較的量が多くて，産量も安定のようである。一般にガスは坑井から水を汲みあげることによつて，より多く出される。ガスと水の坑口における比は上毛天然ガス会社の

R-2 で 6.0 (dis. CO_2 をいれて 6.3)

R-1 甲で 7.5 dis. CO_2 をいれて 7.9

を示す。この両井についてはガス礦の深度が適確にわからないので，ガス水比は溶解度に対してどの程度を示すか判然としない。この地域のガス鉱床は，坑口における産状からは共水性であり，水溶性的な性格をも示してい



第 12 図 地質構造とガスの動き方
←ガスの移動方向

る。

浅層地下水による調査結果によれば，CO_2 ガスは磯部断層附近を通路としているほか，聖明寺砂岩層と磯部互層をもまた通路としているもようである。しかも最もよくガスを通している層位は聖明寺砂岩層の中部よりやゝ上位附近である。そして磯部断層の東側においてやゝ多くの CO_2 が逃ていると解せる。

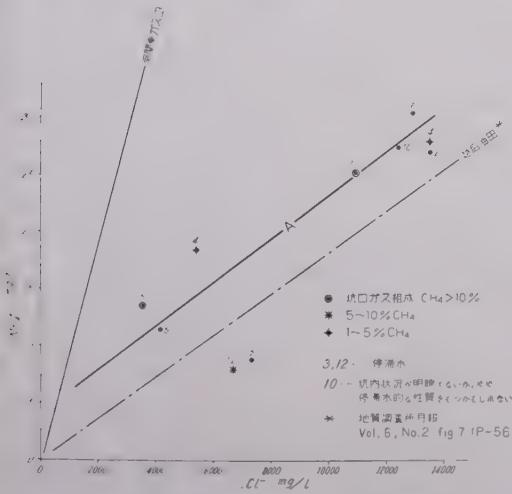
地質構造とガスの移動方向とは，断層を一応除外して巨視的にみれば，第12図のようになるものと考えられ，ガス礎の存在もこの状況に対応させて考慮できる。

7.2　地下水水質について

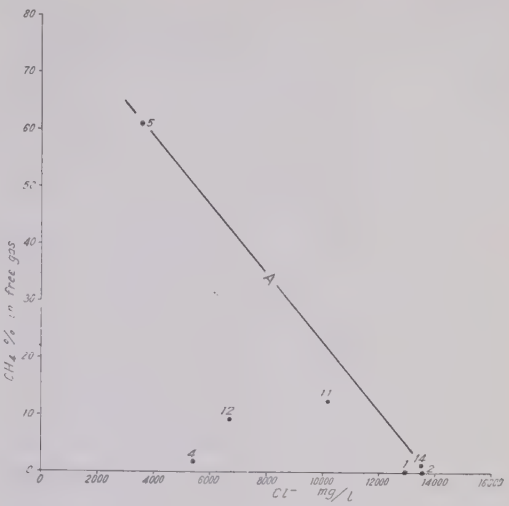
一般に新第三紀の海成層中に存在し，多量の天然ガスと共存する地下水にあつては，Cl^- が数千 mg/l 以上あるのが常である。磯部附近の地層水(Formation Water)は，3,000 mg/l 以上の Cl^- をもち，NH_4^+ もやゝ多く HCO_3^- や I^- も海水よりも多い。CH_4 を主成分とする水溶性天然ガスが，この碓氷層群中に存在するとすればその地下水は，やはり前記の化学成分の多いものと考えられる。たゞこの地域のガスは CO_2 の占める百分率が異常に大きく，その CO_2 の産出量からしても通常のメタン系天然ガスで極端に CO_2 が多くなつたものとは解せない。すなわち，共水性のメタン系天然ガスでは，一般に地質時代の古い地層中にあり，かつ Cl^- が3,000～13,000 mg/l に達するような附随水とともに出る場合には，ガス中の CO_2 は2％以下が普通である。

以下に地化学的に問題となる地下水の化学組成相互の関係について若干検討を加えてみる。

Cl^- と NH_4^+ の関係を第13図に示す。この両者は図のA線に示すように正の相関関係を示すが，同一の Cl^-



第13図　地下水中の Cl^- と NH_4^+ の関係
Cl^- 3,000 mg/l の地下水



第14図　地下水中の Cl^- と free gas 中の CH_4％との関係

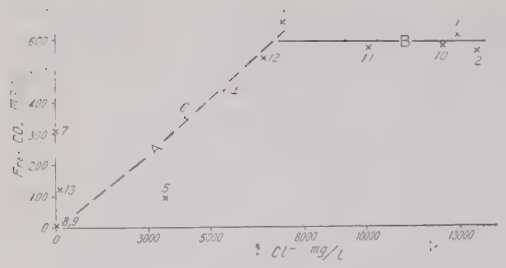
量に対する NH_4^+ 量は，南関東ガス田よりもはるかに少ないが，越後油田のそれとほゞ等しい。そして通常の水溶性ガス田ないし油田の地下水と同じような性格である。

Cl^- と free gas 中の CH_4 ％の関係は，通常の油田，ガス田においては，正相関をなす場合が多いが，本地域では第14図のようになつて興味深い。この地域では，図に明らかなように，点は斜線(A)の左下へおちる。すなわち Cl^- が多い場合には free gas 中の CH_4 が少なくて CO_2 が多いが，Cl^- の少ない場合では CH_4 がやゝ多いものもあることがわかる。

図中の測点5は松井田宝田井であり，特異点であることはすでに指摘したが，一応これを除外すると，Cl^- が5,000～10,500 mg/l 間の場合には，弱いながら Cl^- と CH_4 ％との間に正の相関関係がある(図の4，11，12の3点ではあるが)。これらの井戸はガス量が少なく，したがつて塩分の多い地下水はやはり，元来メタン系のガスを溶存していたことを示す資料であろうと考えられる。すなわち現在のガス質は，Cl^- に富んだ水に溶け，あるいは共存していたメタン系ガスと，それに後から加わつた CO_2 ガスとの相対的混合度合によつてほとんど決定づけられるものと思われる。

CO_2 ガスは地下深部から供給されるために，水質とガス質は浅所および up dip 側(南)に向かつて炭化水素鉱床特有の性格を強めるものと解せる(7.1 参照)。

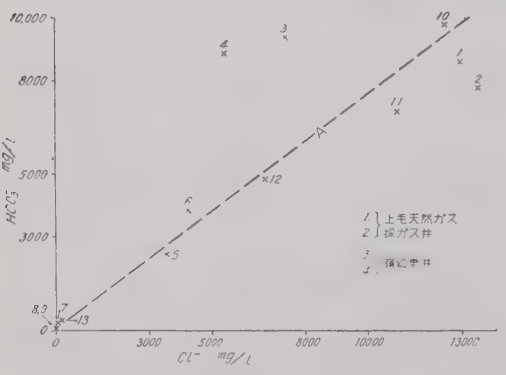
Cl^- と free CO_2 の関係は，もしも鉱床の性質がいま述べたようなものであるとすれば，Cl^- の少ないところでは free CO_2 と正相関をなし，Cl^- 量がある程度以上になるとほゞ free CO_2 量は一定になるはずである。第



第 15 図 地下水中の Cl^- と free CO_2 との関係

15 図は実測値でその関係を図示したものであるが，図中の A と B の 2 線は上述した事実を裏書きしている。Cl^- と free CO_2 が正相関するのは，Cl^- 量 8,000 mg/*l* 以下の部分である。これは地表からの影響のほかに，地表方向と up dip 方向とにおける炭化水素鉱床の影響を示すと解せることは前述の通りである。B 線ではほとんど free CO_2 が 600 mg/*l* で一定になつている。なおガスを溶存する地下水から，CO_2 ガスが先にぬけて，低圧のガス礁には CH_4 の多いガスが残ることも考慮すべきである。

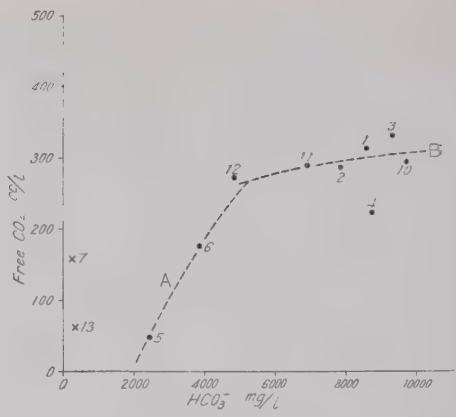
Cl^- と HCO_3^- の関係は，第 16 図に示すように大体正相関である。一般の油田，ガス田の地下水でも同様であるが，やはり HCO_3^- は大分多い。嶺鉱泉の水は Cl^-



第 16 図 地下水中の Cl^- と HCO_3^- との関係

に較べて HCO_3^- が多く，上毛天然ガス R-1 甲(2)は少ない。これは嶺鉱泉の水（4）は，第 13 図（Cl^-—NH_4^+）においてもやゝ NH_4^+ が多い事実なども考慮すれば，地下水と CO_2 ガスと岩石とが地下で充分にゆつくりと接触した結果であろう。それに反して，上毛天然ガスの採ガス井では，人工的にガス抜を行うために，水，ガス，岩石の間につり合がとりきれず，HCO_3^- がやゝ少ないのであろう。

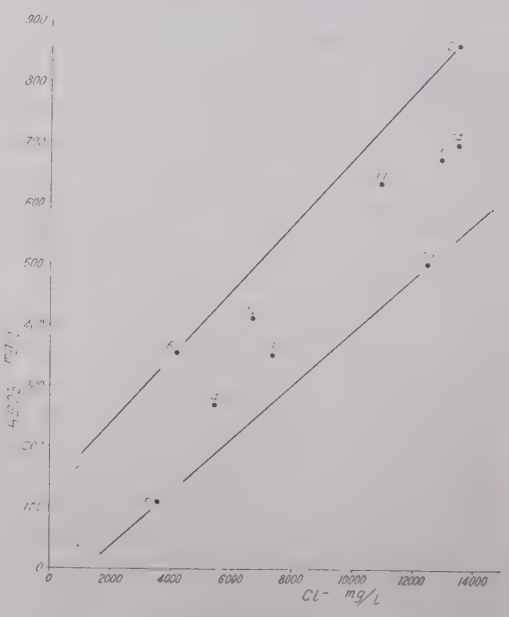
HCO_3^- と free CO_2 の関係は第 17 図のように，大体正の相関関係を示す。こゝでもやはり嶺鉱泉水（4）が



第 17 図 地下水中の HCO_3^- と free CO_2 との関係
・ Cl^->3,500 mg/*l*
× Cl^-> 130 mg/*l*
数字は第 1 表に対応する

free CO_2 として 75 cc/*l* 前後他の地下水よりも少ない傾向にある。HCO_3^- が 2,400～5,000 mg/*l* までは，free CO_2 は HCO_3^- の増加につれて急激にふえている。第 17 図と，第 15 図では，両図とも free CO_2 550 mg/*l* (280 cc/*l*) 附近において折線となつているが，このことは 1. 炭酸ガス，2. メタン系天然ガスに関連深い鹹水，3. 地上の空気と地表水の 3 者の間における平衡関係を示しているものと解せる。

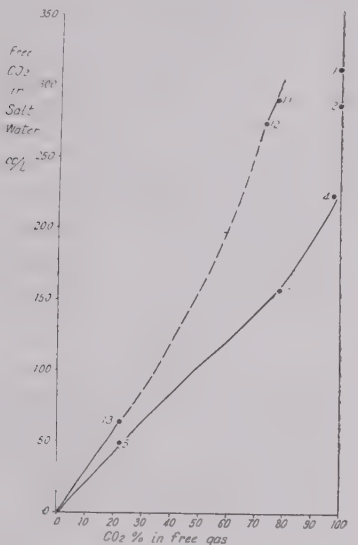
Cl^- と HBO_2 の関係は，第 18 図のようにほゞ正相



第 18 図 地下水中の Cl^- と HBO_2 との関係

関である。

free CO_2 と free gas 中の CO_2 %は，第19図に示されるように，正の相関関係がみられる。



第19図 遊離ガス中の CO_2 %と地下水中の free CO_2 との関係
数字は第1表に対応する

7.3 総 括

以上述べたところでは，この地方のガス鉱床は成因的には，第三紀中新世の海成層に由来するメタン系天然ガスおよびその同時生成的塩水に，地下深所から炭酸ガスが加わつてでき，それが地上の空気と動的平衡を保つているものと解釈した。この場合の CO_2 ガスは，おそらく Cl, S, NH_3 等を伴なわないと考える。

すなわちもしもSが SO_4^{--} あるいは SO_2 などの形で加わるとすれば，前述したように地層中に Fe が少なく黄鉄鉱等になつて地層中にキャッチされる率が少ないであろうから，結局有機質の岩石にあつて還元されて H_2S となつてガス中え加わることになろう。しかるに磯部のガスには H_2S は感じない。

また Cl が供給されるとすれば，おそらく Cl^- として水中に濃縮されて，最高 13,000 mg/l 以上になるであろう（地下における CO_2 の圧力も考慮し，また有馬温泉のデーター等を参照されたい）。

NH_3 も当地域にある地下水中の Cl^-—NH_4^+ の相関性からその供給は考え難い。

したがつて CO_2 ガスはほとんど純粋に CO_2（H_2O は少量加わつてもよいが大量だと Cl^- と CO_2 の関係がくずれる）の型で供給されるのであろうと思われる。

上述のことから，第7図のガス成分図において（5.2参照），CO_2 に富んだa群が近似的に深所から供給されたガスの組成と考えられる。b 群は地上からの N_2（O_2 は消費される）ガスおよび，本来あつたメタン系ガスとの混合であり（もちろん少量のメタン系天然註3)ガスは現在も生成されていると考えなくてはならぬことは，一般の水溶性ガス田の場合と同様である），c 群はメタン系ガスのやゝ多いものである。平野 R-4 のガスは少し N_2 が増加している。第7図上で，A線は N_2 約10%，B線は約17%である。その差はおそらく大気とガス鉱床との Contamination によつて決まる Regional なものではなかろうか。

伊香保温泉でも，浅い2号井よりは，深い R-3 号井において CO_2 と CH_4 を増加し，N_2 を減じている。すなわち大気からの影響がこのように地下深度までも及ぶ例と考えたい（油田・ガス田のコアー試験資料中の特に間隙水中の Cl^- 量の垂直分布について同様の事実がある）。

もしも伊香保温泉でさらに多くの CO_2 と CH_4 とを混合したガスが出るとすれば，その成分は CH_4 を若干含んだ CO_2–N_2 系または，N_2 を若干含んだ CO_2–CH_4 系（図の A, B 線などで代表されている area にプロットできる）になるものと思われる。この際 CO_2–CH_4 系の図上に示される N_2 の%は，その附近の地下にあつて水成岩からなつている地層の，メタン系ガス鉱床（広義の）の Regional な Potentiality（地表との communication を考慮にいれた）に関連するものであろうと考える。

CO_2 ガスの成因については，以上述べただけではまだ判然としたきめ手を得ていない。しかし，地質的にもまた地理的にも，あるいは第7図上におけるガスの組成からしても，浅間山や榛名山などのような第四紀火山活動に関連深いものと考えてよさそうである。

8. 炭酸ガスおよび鉱泉の開発と利用

8.1 炭酸ガス

炭酸ガスは現在上毛天然ガス工業株式会社原市工場によつて工業的に利用され，液体炭酸およびドライアイスとして販売されている。現採取井は3坑（R-1 甲，R-1 乙，R-2）で，日産ガス量約 3,300 m^3，日産製品は液体炭酸約 1,500 kg，ドライアイス約 110 kg である。

このほか平野炭酸株式会社の磯部工場があつて，液体炭酸を作つていたが，昭和30年2月の調査当時，製品を出すことは中止していた。

炭酸ガスの他の利用法としては，重曹（$NaHCO_3$）を

註3) 地層に由来するガス発生も考慮。

作る小工場が調査地内に散在する。その製造方法は炭酸ソーダ粉末 (Na_2CO_3) に若干の水を霧状にして加え (H_2O), それを気体が通過するような底をもつた木箱に入れて, 下から CO_2 ガスを通して $NaHCO_3$ とし, 太陽熱で残余水分を除去した後製品として出荷する。その生産量は相当多量にのぼると思われる。

8.2 鉱 泉

炭酸ガスと一緒に産出する地下水は, 磯部町で鉱泉用(浴用)に利用されている。この外"名物磯部せんべい"を焼くのに鉱泉水を用いるといわれる。古来有名な嶺鉱泉・琵琶窪鉱泉は現在浴用には利用されていない。

8.3 開発について

上毛天然ガス工業株式会社では, 産ガス量の増加のために新井の掘鑿を進めている。その鑿井位置はやはり原市町八本木附近にあり, 磯部断層・昌明寺砂岩層および磯部互層にあるガス礎を目標にしている。原市町方面のガス井は産量の減退があまり大きくないが, 南方の磯部方面ではやゝ大きいように聞いている。これは地下水とガスと地質状況とからくるものと思われるので, 採ガス方法の検討(リフトも含めて), 北部地区における深掘とを一応考慮する要があり, また同様に大規模な集ガス構造と, 採ガス井で問題とするガス礎との関連をよく考察して開発計画を検討してみる必要もある。この際, 南関東の茂原—大多喜地域のガス田に関する知識が大いに役立つだろうと予測できるので, その地区の開発会社と技術交換することも有意義と思われる。

9. 今 後 の 問 題

まず地質および鉱床学的には安中層について検討すると同時に, 塚原泥岩層以下の層位について調査の要がある。同時に, 昌明寺・磯部の両層が地表に接する附近におけるガス徴を調査することによつて, 磯部断層から東西方向にずつと離れた地域におけるその層位のガスのあり方を知らなければならない。ことに西方の軽井沢附近のガスや, 南東方の八塩鉱泉との関連も求めるべきであろう。

第四紀火山の影響を地化学的に知ることは, 火山岩の下にある第三紀層の状況を推測する一手段であるから, 温泉(信州の戸倉, 上山田までも含めて)も検討するとよい。ことに磯部の炭酸ガスは火山系であるという適確な証拠が無いから, 将来は同位元素, Cl その他の地球化学的元素の Cycle に関する知識を使つて, この問題を解くことに努力すると良いと考える。

磯部附近では, 浅層地下水による CO_2 ガス鉱床探査が可能のようである。南北方向に走る断層や鼻状構造などに対しては東西方向の測線でもよいが, 地層の走向に直角な方向にも測点を配列すると良い。今後は浅層地下水による探査のほかに, 土壌空気中の CO_2, CH_4 等を測定する調査を実施し, CO_2 ガス, CH_4 ガスおよび石油等の各種鉱床に対して解釈を試みることも必要と考える。

磯部のガス鉱床に対して, 良い採ガス井をつくつて地下管理を行い, 開発の進歩につれて起る地下の状況変化を測定し, また地下状態と地表徴候の変化との関連性を求めるなどは, 現在の地域で炭酸ガスの採取を行つている会社や鉱泉利用者にはもちろん大切なことである。

10. 結 言

磯部町附近の CO_2 ガス鉱床は, 第三紀中新世に属する海成層中の砂岩部と, それらを切る断層附近に成立したもので, 本来は共水性のメタン系天然ガス鉱床として生成したものが, 地下深所からおそらく第四紀火山活動に関連深い CO_2 ガスを供給されて, 地化学的に変化を受け, 現状を呈するに至つたものと解釈される。したがつて地下水はメタン系のガスと同時生成の部分は多いが, CO_2 ガスとは同時生成ではないであろう。

原市町附近の浅層地下水の水質分布は, 第三紀層中にある CO_2 ガスの鉱床を反映しているので, 今後は地表からする地化学探査も, この附近の天然ガス鉱床 (CH_4 および CO_2 系) を対象とするかぎり有効なものであると思われる。

(昭和 30 年 2 月調査)

文 献

1) 藤原健一・斎藤一雄: 群馬県磯部附近炭酸瓦斯調査報文, 地下資源調査所速報, No. 19, 1946
2) 石和田靖章: 群馬県磯部附近の瓦斯鉱床, 石油技術協会誌, Vol. 13, No. 4, 1948
3) 石和田靖章: 炭酸ガス, 日本鉱産誌, II, 1952
4) 岩崎岩次: 火山の化学, 河出書房, 1948
5) 金原均二: 群馬県磯部附近の地質について, 地学雑誌, Vol. 50, No. 598, 1938
6) 本島公司外 4 名: 長野県小諸附近の天然ガス, 石油技術協会誌, Vol. 20, No. 3, 1955
7) 大村一蔵: 石油地質学通論, 岩波書店, 1934

553.981/.982 : 550.834(521.29)

千葉県横芝町附近地震探査報告

——関東地方における地震探査(II)——

立石哲夫* 平沢 清*

Seismic Prospecting in the Vicinity of Yokoshiba Town, Chiba Prefecture

—— Seismic Prospecting in Kwantō District II ——

By

Tetsuo Tateishi & Kiyoshi Hirasawa

Abstract

Seismic prospecting was performed in the vicinity of Yokoshiba town, Chiba prefecture by a refraction method in 1956. (Fig. 1)

The purpose of this survey is to find up the southern extension of both Tertiary formation and basement, which was recognized already in the vicinity of Tako town by the previous survey in 1954. The length of the travers line amounts to 13.8 km.

As the results, four seismic velocity layers were recognized. These velocity layers are tentatively correlated to the geological formations as shown in Table I:

Table I

Layers based on seismic wave velocities	Seismic wave velocity	Depth	Formation name* based on seismic velocity	Geology
1st layer	1,650m/sec	0～250	Yokoshiba RA formation	Quaternary (Narita Group)
2nd layer	1,780	250～600	"RB"	Neogen
3rd layer	2,000	600～1,500	"RC"	
4th layer	5,000	1,500～	"RD"	Pre-Tertiary (Basement)

The inclinations of the Yokoshiba RA and Yokoshiba RB formations seem to be flat. The thickness of Yokoshiba RC formation however, increases the towards southern direction form Tako-line namely the upper limit of Yokoshiba RD formation (basement) extends monoclinally toward the Pacific Ocean sloping gently from the northern rising part of Tako town.

The results obtained by this survey were checked by boring data. The locations of wells are shown in Fig. 4.

Although the present data are insuffirient to clarify the geological phenomenon in this area, the subterranean geological structures in the northeastern part of Chiba prefecture might be cleared by our present exploration in some degree. Writers believe this result would contribute for the future exploitation of oil and gas fields in this neighbourhood.

* Here, RA, RB, RC & RD are the names of formations based on the seismic wave velocities, and they correspond to the 1,650 m/sec, 1,780 m/sec, 2,000 m/sec and 5,000 m/sec respectively. (Fig. 1 & Fig. 3)

* 物理探査部

要　約

昭和30年11月下旬から1カ月間，千葉県横芝町附近において地震探査を実施した。

本調査は昭和29年末に実施した多古町附近の地震探査で明らかにされた基盤および第三系の地層の分布状態を，さらに南方に追跡する目的で行われた。

本地域では次の4つの速度層が得られ，それぞれを地質層序と対比した（第1表）。

第　1　表

	速度 (m/sec)	速度層名	対比
第1層	1,650	横芝RA層	第四系（＝成田層群）
〃2〃	1,780	〃 RB 〃	新第三系
〃3〃	2,000	〃 RC 〃	新第三系
〃4〃	5,000	〃 RD 〃	先第三系（＝基盤層）

横芝RA層・横芝RB層は若干の起伏はあるがほゞ水平構造を示し，特にRB層下限は著しく平坦な構造を示している。

横芝RC層は，多古測線より引続き南に向かつて厚さを増している。

多古町北部に膨隆の頂部を有する横芝RD層（基盤層）は，本地域では引続いて南に深くなりつつ緩い単斜構造をなしている。

本調査は，既往の調査および今後この附近で行われる調査の結果と相まつて，本地域附近の地下構造を明らかにし，将来油田またはガス田の開発に際し有益な資料になると考えられる。

1. 緒　言

昭和30年11月下旬から約1カ月間にわたり，千葉県横芝町附近において地震探査を実施した。

最近，関東平野下に大規模な石油および天然ガス鉱床の存在が有望視されるようになり，また千葉県下では，茂原・大多喜などで多量の水溶性天然ガスを産出し，家庭用に，交通機関に，諸工業原料に供給され，東京湾沿岸地帯でも，東京都江東区・千葉県船橋市などで若干の天然ガスが産出されている。

本所では，石油課によつてこれらの天然ガス地域の地質調査が進められている。また物理探査部でも，昭和26年から関東平野全般に対して重力探査を実施し，さらに昭和29年度から石油，天然ガス鉱床の有望地域である九十九里ガス田附近の地質構造を究明するため，29年度は千葉県多古町を中心とする地域で地震探査が実施された。

本調査はその第2年目として29年度の調査地域をさらに南方，九十九里浜海岸附近に延長した地域，すなわち，横芝・松尾町附近で行われたものである。

調査は，筆者らのほかに，物理探査部小尾中丸・市川金徳・大滝忠雄・中条純輔・鎌田清吉・細野武男・古谷重政・田村芳雄の8名が参加して地震探査を担当し，技術部測量課堀本健次・宮沢芳紀・小張孝が測量を担当した。爆発孔の掘鑿は，第I爆発点のみを大滝忠雄が行い，他の爆発点は，株式会社富士ボーリングに請負わせた。

地質との対比にあたり技術部地球化学課長藤原健一[†]および燃料部石油課品田芳二郎（当時）から有益な助言を得た。

なお調査に際して，千葉県庁商工課・横芝町・松尾町・多古町・蓮沼村の各町村役場等から便宜を受けた。こゝに謝意を表する。

2. 調査地の概要

調査地域は房総半島の北部に位し，29年度に地震探査を実施した香取郡多古町をも含み，山武郡横芝町・同郡松尾町・蓮沼村の南北4カ町村に跨がる地域である（第1図）。

地域中央部を国鉄総武本線が横切り，松尾駅・横芝駅を最寄り駅としている。また，県道・町村道も発達しており，各町村間にも国鉄バス・私営バス路線が通じており，佐原・成田・八日市場・成東・東金等の各都市からのバスの便もある。

総武本線は九十九里海岸線にほゞ平行に走り，調査地域の地形の性質を2分している。すなわち，鉄道の北部は標高30m程度の下総台地およびこの台地が河川に侵蝕された沖積平野であり，鉄道の南部は九十九里沿岸平野をなしている。台地と沖積平野の境界は急傾斜の崖をなしており，台地上は畑や林であり，平野地帯は主として水田である。地域南半部では水田が深く，膝を没する所もあり，作業上困難があつた。河川は，台地に源を発する栗山川，木戸川が南流して太平洋にそゝいでいる。

台地にはロームおよび砂層からなる成田層群の上部がみられるのみで，成田層群以下の地層は地域内にはみられない。地域東方約35kmの銚子陸塊には，第三系（鮮新統・中新統）白亜系・二畳系の露出があり，また，地域南方の房総半島南部には第三系の三浦層群（鮮新統とされ，さらに秋元層群・関層群・豊岡層群に分けられている）・佐久間層群・保田層群（中新統）および嶺岡層群（時代不明）の各層が知られている。以上の地質分布状態から，一応本地域の成田層群以下にも，第三系（鮮新統・中新統）・白亜系・二畳系が分布するものと考えられている。

なお，本地域附近には，前に述べたように関東平野全

般の重力探査の一部として，昭和27年度に重力探査[3]が，また昭和29年度には多古町附近の地震探査[5]（本調査には筆者らも参加した）がそれぞれ行われている。

3. 調査目的

重力探査[3]による2次微分の結果，小見川—多古—佐倉を結ぶNE—SW方向に広範囲な正異常値が認められ，これを定量的に究明する目的で29年度多古町附近地震探査[5]（以下この測線を多古測線と呼ぶ）が実施された。その結果，基盤岩類と推定される速度層が，測線中央部附近を頂部として緩い膨隆部を示していることが明らかにされ，重力2次微分とを比較検討して，その傾向がよく一致することが指摘された。

しかしながら，測線は多古町南部船越附近までであり，南部の沖積平野下全域の地質構造を推定するに至らなかつた。

本調査は多古測線を，南方の沖積平野地域まで延長し，下総台地附近の地質構造の沖積平野下における基盤および第三系の分布状態の変化を究明し，今後行われる調査の結果と併せて検討し，本地域一帯の地質構造を究明し，将来のガス田・油田の開発に寄与する目的をもつて実施されたものである。

なお，関東平野全域にわたる地質構造調査の一環として，石油資源開発株式会社では茂原市附近より飯岡町附近に至る九十九里浜沿岸の沖積平野下の多古—茂原測線について地震探査を計画し，昭和31年2・3月に受託調査として本所村岡秀記ら[4]によつて実施された。

4. 測線配置および調査方法

測線は多古測線の南端である多古町船越附近を北端とし，蓮沼村木戸新田附近を南端とするN11°W方向のものである。

測線全長は約13.8kmで，この間に5カ所の爆発点を設けた(第1図)。

第I爆発点		多古町船越
II	〃	横芝町小堤
III	〃	横芝町鳥喰新田
IV	〃	松尾町上野原
V	〃	蓮沼村木戸新田

各爆発点には，深度30〜50mの爆発孔を2〜4孔づつ掘鑿した。

受振点を100m間隔とし，全測線に139点設けた。この測線を「横芝測線」と呼ぶ。測線上の地形の凹凸はNo. 39〜No. 48間が高さ30m程度の台地上にあり，他はほゞ平坦地である。

調査に使用した器械は，E. T. L. 製24成分の地震探鉱器一式である。

横芝測線では，全測線を屈折法で観測した。基盤の形状を少しでも詳細に知るため，各爆発点からの受振距離をできるだけ長く取つたが，1回の爆発に使用できるダイナマイトの量に限度があり，爆発による田畑・家屋等の被害および作業能率を考慮のうえ，薬量は約80kgを最大としたので，最大受振距離は約8kmを限度とせざるを得なかつた。

ほかに，第V爆発点附近に，短い反射測線を設け，第V爆発点を利用して，実験的に反射法を行つた。反射測線は地形の関係で，横芝測線よりVを中心としてN16°W方向に，Vより北に50mの地点から20m間隔で24点設けた。

5. 走時曲線の説明

屈折法によつて得られた地震記録から，初動および第2動・反射波などの到達時間を読み取り，必要部分に地形補正を施し，第2図上段の走時曲線を作つた。この走時曲線について考察すれば，次のようである。

（1） 屈折波走時の見掛けの速度は次の4群に分けられる。

第1群　1,600〜1,650 m/sec
第2群　1,740〜1,820　〃
第3群　1,950〜2,050　〃
第4群　4,500〜5,800　〃

（2） このうち，第3群の見掛けの速度をもつ曲線は初動としては全然表われず，全部第2動として表われている。

（3） 第1・2・3群は各群内の見掛けの速度の幅が比較的少なく，これらの各群の速度層が比較的水平に近い構造であることを示している。

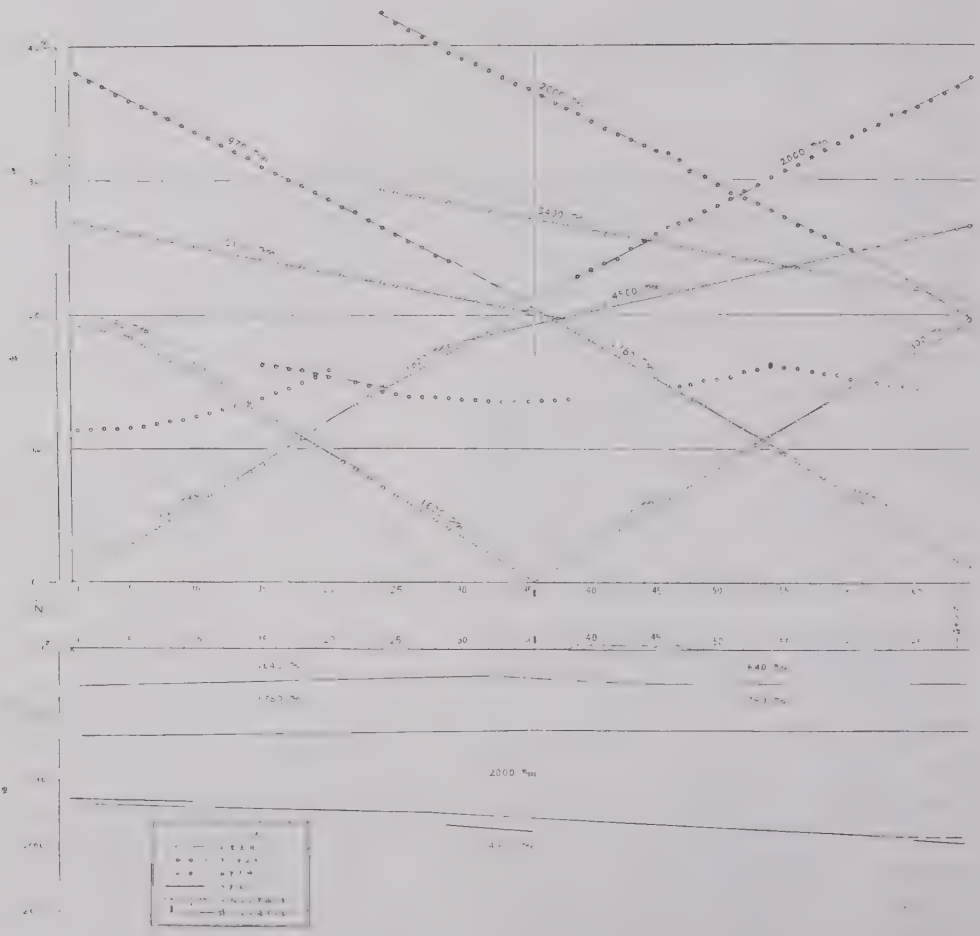
（4） 一方，第4群の見掛けの速度の幅は比較的広く，かつ，爆発点より北に向かうものは見掛けの速度が大で，南に向かうものは見掛けの速度が小となつている。このことはこの速度層が前3者に較べて，傾斜が大で，しかも南に向かつて傾斜していることを示している。

（5） 第4群の速度が初動として走時曲線に表われるCritical pointが，北から南に行くほど，爆発点からの距離も，その走時も大となつている。このことは，この層が南に傾斜しているという考察を裏書きするものである。

（6） 第1・2・3群は相互の速度差が少ないが，これら3群と第4群との間には非常に顕著な速度差がある。このことからこれらの堆積時代に大きな差異が考えられ，対比の際に考慮される問題である。

（7） I, II, IIIの各爆発点附近には，当該爆発点か

第1図　横芝町附近地



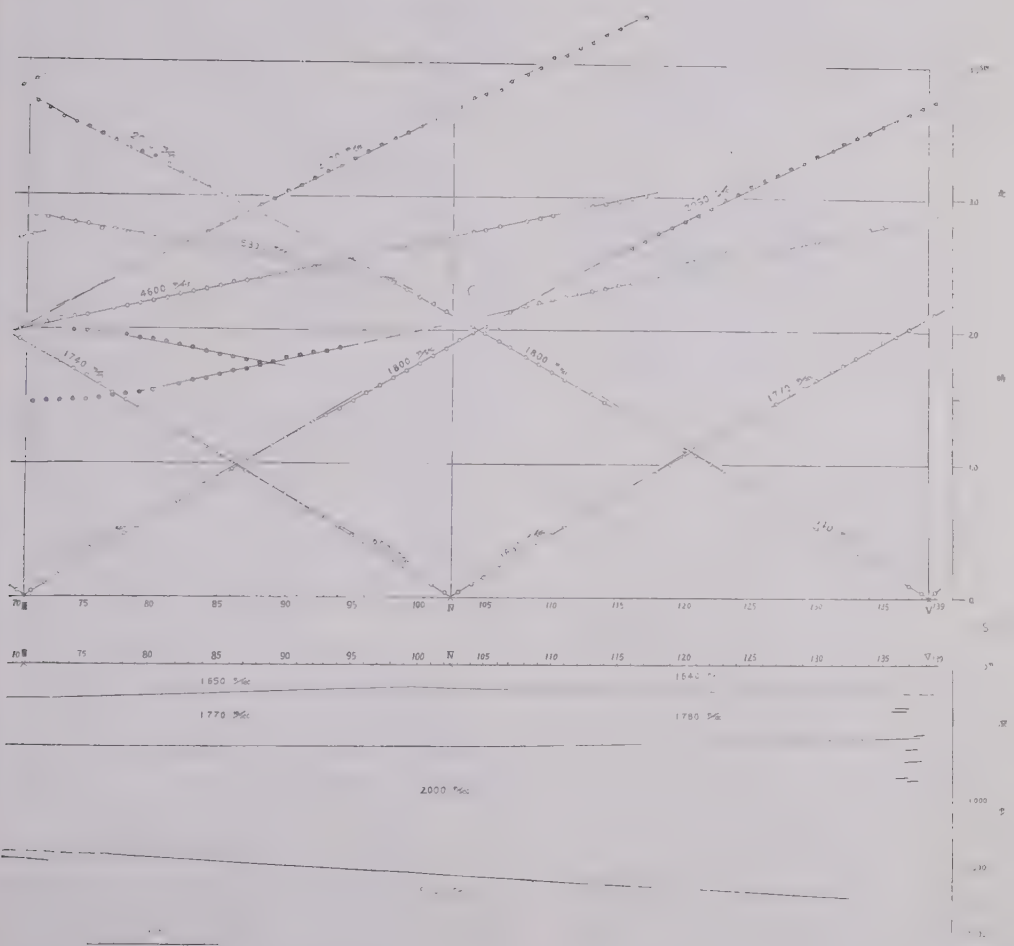
第2図　横芝測線地震探査解析図

もの反射波らしいものがみられるが，この走時を延長すると，前記の 4,500～5,800 m/sec の走時曲線とほゞ一致している。この波は爆発点附近では反射波となつているが，ある点からは 4,500～5,800 m/sec の屈折波の phase が優勢となつているものと考えられる。たゞし，I 附近のもののみは，屈折波に移行せず反射波のみを記録しているようてある。爆発孔 IV, V の爆発による反射波の phase は認め難い。

6. 調査結果

前章に述べた解釈に基づいて，走時曲線を図式解析法で解析し，地下速度分布断面図を求めて第2図下段に示

震探査測線図



昭和30年12月調査

した。これによれば本測線下では次の各速度層が分布しており，それぞれを次のように命名した註1)(第2表)。

註1) 南関東地域の新第三系についての時間岩相区分による層序単元名はまだ確定されるに至つていない。本地域のような若い地層中の地震波の速度は同層位の同質のものであつても，その圧縮度(Compaction)および現在の深さによつて変化することが考えられる。そのため，南関東の広い地域にわたつた場合，速度層と岩相単元による層序区分名との対比は将来混乱を起こさぬよう慎重に行う必要があると考える。筆者らは，特に速度層区分に対して地層名の命名に準じた命名を行つていた。これは，将来地震探査法や試錐が行われて対

第 2 表

速度層名	速 度 (m/sec)	平均深度 (m)	備 考
横芝 RA 層	1,620～1,650	0	以下1,650 m/sec で代表する
〃 RB 〃	1,770～1,790	250	1,780 〃
〃 RC 〃	2,000	600	
〃 RD 〃	4,900～5,100	1,500	5,000 〃

以下，これら各速度層について説明する。

第3表 横芝 RA 層 1,650 m/sec,
測線の方向 N 11°W

爆発点 (No.)	I	II	III	IV	V
上限深度 (m)	地表	地表	地表	地表	地表
下限深度 (m)	280	220	250	170	210
上限傾斜 (°)	0	0	0	0	0

この速度層は，測線下全域にわたり，地表を上限として分布するものであるが，本速度層下部に分布する横芝 RB 層との速度差が僅少であるため，走時曲線の傾斜が 1,620～1,650 m/sec から 1,770～1,790 m/sec に移り変わる Critical Point に若干の誤差を生ずるゆえ，本層下限すなわち横芝 RB 層との境界面の深度にも若干の誤差はまぬかれない。

第4表 横芝 RB 層 1,780 m/sec:
測線の方向 N 11°W

爆発点 (No.)	I	II	III	IV	V
上限深度 (m)	280	220	250	170	210
下限深度 (m)	640	600	600	600	530
上限傾斜	2°N	3°S	1.5°N	0.5°S	0.5°S

この速度層の上限は前述の通りであるが，下限はきわめて平坦な構造を示している。

第5表 横芝 RC 層 2,000 m/sec:
測線の方向 N 11°W

爆発点 (No.)	I	II	III	IV	V
上限深度 m)	640	600	600	600	530
下限深度 (m)	1,180	1,260	1,400	1,550	1,770
上限傾斜	1°N	0°	0°	0°	1.5°N

この速度層は，前の2層との速度差が小さく，かつ，第4層との速度差が著しく大きいため，初動として表われることなく，第2動としては全域にわたつてきわめて明瞭に記録された。走時曲線によれば，第2動は一部を除きほとんどが 2,000 m/sec として表わされており，前記のように本速度層上限が平坦な構造であることを示している。しかし，下の速度層が傾斜しているので，この層の層厚は北に最も薄く約 500 m で，南に厚さを増し南端部で 1,200 m に及んでいる。

第6表 横芝 RD 層 5,000 m/sec:
測線の方向 N 11°W

爆発点 (No.)	I	II	III	IV	V
上限深度 (m)	1,180	1,260	1,400	1,550	1,770
下限深度	?	?	?	?	?
上限傾斜	0.5°S	3°S	0°	3°S	3°S

この速度層は北から南に緩傾斜で下降している。本層は III 附近でなんらかの構造の変化がみられるようであるが，走時曲線のうえで III 附近において連続したこの速度層からの走時曲線が得られていないので，計算によつてこの変化を決定づけることはできない（第2図下段で破線で示した部分）。

1. I・II・III 附近の反射波

屈折測線観測中に得られた I・II・III 附近の反射波については，前に述べたように，途中で 5,000 m/sec 層からの屈折波の phase が優勢になるように考えられるので，屈折波として解析しうる部分は屈折波として解析し，その他の部分を反射波として取扱い，簡単な作図法によつて解析した。それによれば，各反射面は深さの点で多少の喰い違いはあるが，屈折法によつて得た 5,000 m/sec 層の上限とほゞ一致した傾向を示している。

2. V附近の反射測線

反射測線の記録から反射波走時曲線を得，これを作図法で解析した結果を第2図下段に併記する。これによると地表から 300～350 m 附近にほゞ水平な反射面，500～900 m 間に主として北に緩傾斜する数枚の反射面が得られている。前述のように，屈折の測線とこの反射測線は 5° の開きがあるので，厳密にはこれを同一図面上に取扱うことはできないが，この地域では各層の傾斜も少ないので，同一図面中に取扱つても大きな誤りはないと考え，屈折の解析結果と併せて考察するため，第2図断面図中に記入した。300～350 m 附近のものは，1,780 m/sec 層中よりの反射面，500～900 m 間のものは 2,000 m/sec 層中よりの反射面，と考えると屈折法の傾向とよく一致しているようである。

比が安全に行われ易いよう配慮した次第である。
命名した各速度層については以下に述べるように，速度，測線の位置・方向，各爆発点における上下限の深度，傾斜（測線断面上の）等を与えておく（8章参照）。

7. 多古測線および重力探査との比較

本調査結果と多古測線の調査結果とを比較するため，第1表に多古・横芝両測線下における各速度層の速度・対比・深度（多古測線では南端，横芝測線では北端の深度とした）等を一括して示した。両測線の地下構造の比較については第3図に断面図を記入した。

第7表　多古測線・横芝測線比較表

多古測線

速度層名	速度 (m/sec)	対比		南端部における 上限深度(m)	下限深度(m)
多古第1層	900	表土層・ローム層	第四系	地表	0
〃 第2層	1,600～1,670	成田層群	第四系	0	220
一部に	1,780	?	第四系	220	520
〃 第3層	1,900～2,000	新第三系（三浦層群）		520	1,180
〃 第4〃	5,400	先第三系		1,180	?

横芝測線

速度層名	速度 (m/sec)	対比		南端部における 上限深度(m)	下限深度(m)
横芝RA層	1,650	第四系（成田層群）	第四系	地表	280
〃 RB〃	1,780	第四系（成田層群）	第四系	280	640
〃 RC〃	2,000	新第三系		640	1,180
〃 RD〃	5,000	先第三系		1,180	?

なお，多古測線についてさらに補足すれば次のようである。

第1層は地表附近のいわゆる風化層であり，主として丘陵地等の地形補正のため，計算の便宜上 900 m/sec なる値を用いたものである。

第2層のうち 1,600～1,670 m/sec 層は測線下全域に分布しているが，1,780 m/sec 層は測線の南部にのみ分布し，北に次第に薄くなり消滅している。

第3層は主として第2動によつて計算されたもので，初動としてはほとんど表われていない。

第4層は II—III 間を頂部とする緩い膨隆部を示している。

以上の結果を本調査結果と併せ考察する。

速度層の比較:

多古第1層に相当する速度層は，本測線下には分布しないが，前記のようにこの層は丘陵地の地形補正に用いたもので，その存否は地質構造を考えるうえからは関係ない。

多古第2層のうち 1,600～1,670 m/sec 層に相当する速度層は本測線下では横芝 RA 層であり，両測線の速度差も測定誤差の範囲内である。多古第2層中の 1,600～1,670 m/sec 層の下部の一部に 1,780 m/sec 層の分布がみられるが，これは速度のうえからも横芝 RB 層と一致する。

多古第3層は横芝 RC 層に相当し，ともに主として第2動によつて検出されている。

多古第4層は横芝 RD 層に相当するが，多古測線では全測線にわたつて 5,400 m/sec の値を示し，横芝測線では北部が 4,900 m/sec，南部が 5,100 m/sec となつており多少の速度差がある。宇部沖海底地震探査等の例によつても，直交または隣接する測線をとつた場合，同一層でも速度が異なり，しかも下部層ほどその差が大きく，基盤層ではその差が一割程度に及ぶことも珍らしくないから，基盤層が 4,900～5,400 m/sec 程度の差はありうると考えられる。

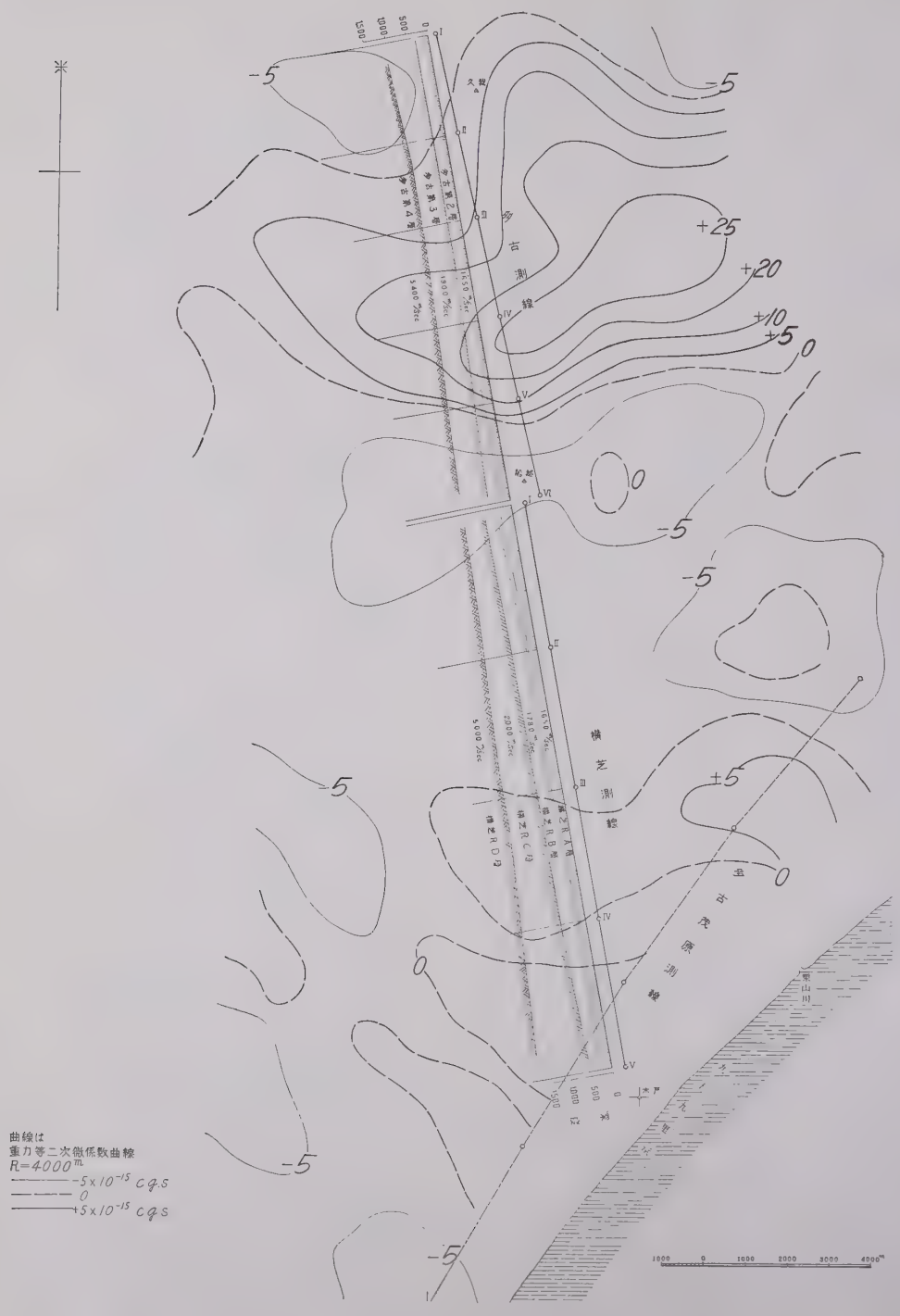
本測線北端部における深度の比較:

多古測線南端部と本測線北端部における各速度層境界面までの深度を比較すると多古第2層中の 1,780 m/sec 層と横芝 RB 層上限，多古第3層と横芝 RC 層上限までの深度に若干の喰い違いがみられ，ともに多古測線南端の方が浅くなつている。すなわち，横芝 RB 層上限では約 50 m，横芝 RC 層上限では約 140 m の差があるが，これについては，前に述べたように各速度層の速度差がきわめて小さいために，解析計算上生じた誤差も考えられ，また特に横芝 RC 層上限は第2動によつたため，多少誤差が増大する可能性もある。また，多古測線と横芝測線とは正しく一直線上にはなく，多古測線は N 13°W，横芝測線は N 11°W でしかも多古測線の最南端と横芝測線最北端とは約 400 m 距つているので，この程度の差異は生じてもやむをえない。また，多古第4層と横芝 RD 層の深度は前記のように両者に若干の速度差があるにもかゝわらずよく一致している。しかしながら，もし多古測線での速度が横芝測線と同一値と仮定すれば，これも上の各層のように多古測線の方がいくらか浅くなるはずである。

以上両測線の調査結果を比較検討したが，速度の点でも，深度の点でも，その差異はおゝむね誤差の範囲内に止まり，よく一致しているということができるであろう。

第3図に多古・横芝両測線の地下速度分布断面図および重力探査による等2次微係数曲線図を「千葉県北東部物理探査綜合図」として示した。同図中，重力探査の第2次微係数曲線図は物理探査部小川健三によつて $r=4,000$ m として 20 万分の1で作成されたものを便宜上5万分の1に拡大して考察の参考としたものである。

多古測線は2次微係数曲線の高異常値地帯を横断した



第 3 図　千葉縣北東部物理探査綜合図

測線であり，地震探査結果と比較して，その傾向が一致していることが指摘された。しかし，本地域の2次微係数曲線はきわめて変化に乏しくみるべきものがなく，たゞ III—IV 間にごく小規模な高異常域をみるにすぎない。多古測線中央部における基盤の隆起は，本測線下では緩やかな単調な下降を示し，深度が深くなつているため，このような2次微係数曲線となつたものと考えられる。III—IV 間の小規模な高異常域は，III 附近における基盤の僅かな局部的膨隆を反映しているように考えられる。村岡秀記によれば，多古—茂原測線の東北端部の高異常域附近にも僅かに基盤の膨隆がみられ，本測線のそれと合わせて，重力2次微係数の微少な異常と基盤の構造との間に何らかの関連も考えられる。等重力線は北から南に値を減じ，これが基盤によるものとすれば本調査結果と矛盾しない。

8. 地質との関係および考察

多古測線においてはおよそ第1表に示したように各速度層と地質層序との対比がなされている。

本測線でも上記の資料およびその他の地質資料に基づいて，きわめて大きな枠で各速度層と地質層序とを対比してみると，次のようである。

横芝 RA 層　第四系(成田層群)
〃　RB 〃　新第三系(鮮新統)
〃　RC 〃　新第三系(鮮新統・中新統)
〃　RD 〃　先第三系の基盤岩類

横芝 RA 層は速度からみて多古第2層と同一のものであり，当然本地域最上部に分布している砂層を主とする第四系の成田層群と考えられる。

横芝 RB 層は多古測線では南端部にみられるだけで，この層を第四系と考えるが第三系とするかは地質構造を論ずる際に問題になつてくるが，本調査結果のみからこれを決定することは難かしい。現在までの地震探査の既知資料ではこの程度の速度の第三系はあまり例がないが，本層下部の 2,000 m/sec の速度を有する横芝 RC 層は多古測線の資料からも周辺の地質構造上からも新第三系と考えられる地層である。そうすると 1,780 m/sec のこの層を新第三系とするのもあながち無理ではないとも考えられる(これについては後述する)。

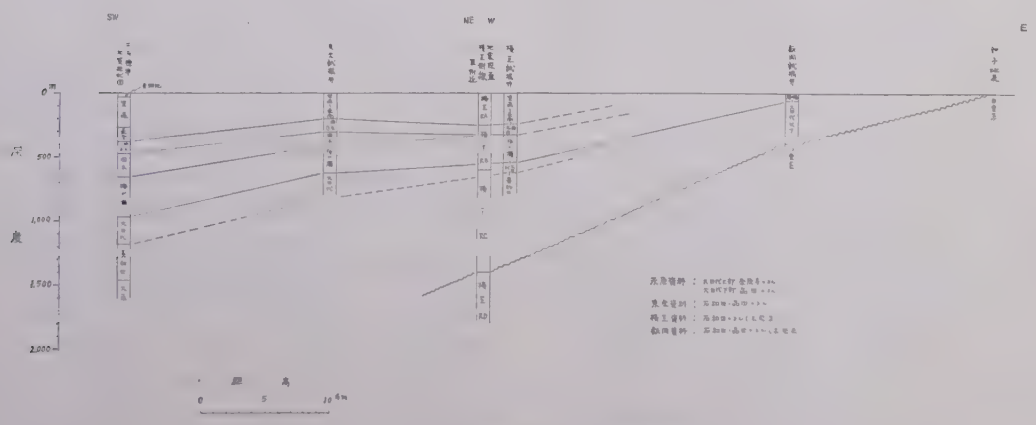
横芝 RD 層は多古第4層とともに本地方一帯の基盤となつている白亜系あるいは二畳系の基盤岩類と推定される。

次に本調査資料と，本地域附近に行われている地質調査および試掘井の資料によつて本地域附近の新生代の堆積状況について考察してみる。

本地域南西方約 30 km の茂原市附近では本所石油課により詳細な地質調査が行われ[2)6)]，それによれば，本地域附近の新生代の地層は次のように細分されている。

金剛地層
笠森層　} 成田層群＝第四系
長南層
柿ノ木台層
国本層　} 秋元層群
梅ガ瀬層
大田代層
黄和田層　} 関層群　} 新第三系
大原層

また本地域附近には，東金・横芝・飯岡の3ヵ所で試掘が行われ，本所石油課石和田靖章・品田芳二郎によつて有孔虫による地層区分[1)]等がなされ，東京大学淵田教授によつて電気検層も行われている。第4図に各試掘井における地質柱状図を図示し，本調査結果をこのような



第4図　地質資料との対比概念図

地層区分と対比するための参考とした。

本測線に最寄りの試掘井すなわち本測線中央部附近の横芝試掘井と本測線中央部の速度層区分とを比較すると，横芝 RA 層を笠森・長南層に，横芝 RB 層を柿ノ木台層・梅ガ瀬層に，横芝 RC 層を黄和田層以下に対比して深度の点に大きな誤りはないようである。たゞ横芝 RB 層下限を梅ガ瀬層下限とするか大田代層下限とするかは若干疑問がある。いずれにしても，前に地震波速度のみからは第四系か第三系か決定できなかつた横芝 RB 層は，新第三系鮮新統であることが地質資料から判定される。

一般に本地域は第四系・新第三系の新しい地層が厚く堆積しており，その間に大きな不整合はみられていない。このような地域では各地層の速度が非常に近接しており，速度層と地層との対比が行い難い。そのうえ，速度の変化が，地層単位であるより，むしろ地層を構成する単位の岩質や，あるいはその岩石の受けている圧力，緻密度等に原因することの方が多い。ゆえに，ある地点で一つの速度層が特定地層に対比されても，深度等の異なる別の地点で，同一地層に対比されるとは限らない。前記に，横芝試掘井の地層区分と本測線最寄り地点の速度分布とを比較しておゝよその対比を行つたが，上記の理由でこの対比をそのまゝ全測線の地層区分に対比適用するのは危険であろう。例えば，多古測線北端部において新第三系とされた多古第 3 層を直ちに黄和田層以下と断定するのは危険である。今後この附近の地震探査にあたつても注意を要することである。

基盤岩類については，上部の地層との速度差が顕著であるため，ほゞ安全に対比され東西方向については銚子陸塊にて露出し，飯岡試掘井で深度約 400 m で白亜系となつており，本測線下で 1,400 m (III 附近) となり西に深度を増し，また測線方向すなわち南北方向では多古測線 III 附近から南に深度を増している。以上のように東西・南北両断面から本地域一帯における基盤の等深線を考えることも可能である。

横芝 RC 層の 2,000 m/sec と横芝 RD 層の 5,000 m/sec は速度差が大で，丁度 1,780 m/sec 層が多古測線で消滅したのと同じように，横芝 RC 層の下に 2,000 m/sec 以上の速度を有する速度層の存在が考えられる。村岡秀記によれば九十九里沿岸の測線においては，2,250～2,500 m/sec 層の存在が確認されている。しかし，本測線下では厚さが薄化したためにみられなかつたものと思われる。

反射法については，今回は測線南端部に試験的に実施したのみで地質的解釈の参考とするまでに至らなかつたが，数層の反射面も得られており，また，屈折法観測中に基盤からの反射波も得られている。

9. 結　語

本地域における地震探査の結果，4 つの速度層が得られ，これに基づいて地下速度分布を計算し，地下構造を推定し得た。また，周辺の地質および試掘井資料から，これらの各速度層と地質層序との関係を考察した。

多古測線中央部附近を頂部として膨隆部を示していた基盤層は，本測線下では緩やかな単斜構造をなし，南に向かつて深度を増しており，全般的には北東部に浅く南西部に深くなつているようである。新第三系はこれを不整合に覆い南に向かつて厚さを増している。

本調査結果と多古測線の調査結果とを対比して，両者はよく一致しており，また，両測線結果と重力探査結果との間にも大きな矛盾はないことを明らかにした。

多古測線および本測線の調査結果は，重力探査結果と相まつて，本地域におけるきわめて大まかな地下構造の推定に有益な資料となるものと考えるが，油田またはガス田の開発にあたつては，さらに精査が必要である。精査には，前に述べたように反射法により新第三系各層の分布状態を明らかにすることが望ましい。また，地震探査結果と地質層序との関係を明らかにするために，さらに試掘が行われることを希望する。

今後に行われるこれらの調査によつて新事実が明らかにされれば，それに基づいて本調査結果にも再検討を加えたい。　　(昭和 30 年 11～12 月調査)

参 考 文 献

1) 石和田靖章・品田芳二郎：九十九里ガス田東金試掘井について，石油技術協会誌，Vol. 21, No. 1, 1956
2) 金原均二外：千葉県茂原町附近の天然ガス，石油技術協会誌，Vol. 14, No. 6, 1949
3) 金子徹一・小川健三：千葉県および神奈川県三浦半島重力測定調査報告，地質調査所月報，Vol. 5, No. 2, 1954
4) 村岡秀記：多古―茂原測線地震探査資料(未公表)
5) 蛯川親治：千葉県多古町附近地震探査報告，地質調査所月報，Vol. 7, No. 5, 1956
6) 品田芳二郎：千葉県国吉町附近の地質及び鹹水沃度調査，地質調査所月報，Vol. 3, No. 1, 1952

概　報

553.435 : 550.85 (521.76)

奈良県吉野郡下の層状含銅硫化鉄鉱床概査報告

小村　幸二郎*

Preliminary Report on Some Bedded Deposits of Cupriferous Pyrite in the Yoshino Province, Nara Prefecture

By

Kōjiro Komura

Abstract

Many small bedded deposits of cupriferous pyrite are known in the Yoshino province, Nara prefecture. The writer reports here brief primary notes on three mines (Tombo, Kyōsei and Mio) of this district.

Tombo and Kyōsei deposits are found in the green phyllite belonging to the Paleozoic formations, but Mio deposit occurs in the graphite and phyllite of the same age.

The ores in these three deposits are massive ores, which are mainly composed of pyrite and chalcopyrite, partially accompanying with the banded or disseminated ore developed at the foot-wall side.

1. 緒　言

奈良県吉野郡下には多くの層状含銅硫化鉄鉱床が存在する。昭和28年2月下旬，本地域のこれら諸鉱山のうち，若干について概況調査を行つたのでその結果を報告する。

今回の調査に際し，やゝ詳しく調査し得たのは稼行中の戸運保・共盛・三尾の3鉱山のみであつて，その他はかろうじて位置を知り，あるいは沿革などを聞き得たのみである。したがつて本報告には上記3鉱山を主として報告し，その他については第1図に位置のみを示した。

2. 地質概説

本地域を構成する地質は主として古生層と思われる石墨千枚岩と緑色千枚岩とを主とし，三尾鉱山附近にはこのほか珪岩・輝緑岩等があり，また白銀村十日市附近には赤色輝緑凝灰岩・平沼田・唐戸附近には千枚岩類を貫ぬく蛇紋岩体がある。

戸運保・共盛鉱山附近における千枚岩類の一般走向はN 50 E～N 60 W，傾斜 5～25°N，三尾鉱山附近においては一般走向 N 75 W～EW，傾斜 5～40 N である。両地域とも小褶曲および小断層が多い。

石墨千枚岩は一般に片状構造が著しく，片理面は絹糸光沢を呈することが多く，緑色千枚岩に較べてやゝ軟い。本岩は普通黝色～黒褐色を呈するが，著しく風化作用を受けた部分では淡緑色あるいは白色を呈することもある。

緑色千枚岩は石墨千枚岩中に互層をなして挟まれ，その境界は明瞭な場合もあり，また漸移する部分もある。一般に薄層であるため本岩と石墨千枚岩とを区別して説明することは困難である。本岩は淡緑色を呈する粗粒で千枚質の部分と，濃緑色を呈する微粒で緻密堅硬な部分との2つに分けられる。前者は凝灰岩から，後者は熔岩からそれぞれ変質したものではないかと思われる。

3. 戸運保鉱山

3.1 位置・交通および運搬

下市町字栃原と宇智郡南阿太村との境界近くにあり，鉱区は両町村に跨がる。本鉱山に至る経路および運搬経路は次の通りである。

交通：吉野線下市口駅 —バス 約4km— 栃原 —徒歩 約2km— 山元

運搬：山元 —牛車 約6km— 下市口駅 —輸— 鳥羽港 —輸— 佐賀関製煉所

3.2 沿　革

昭和4年頃中田徳太郎によつて開発されたもので，その後さらに中田嘉市郎と共同で経営し，昭和27年8月以降は後者の個人経営となり，現在稼行中である。

鉱業権関係

鉱区番号：奈良県採鉱第69号

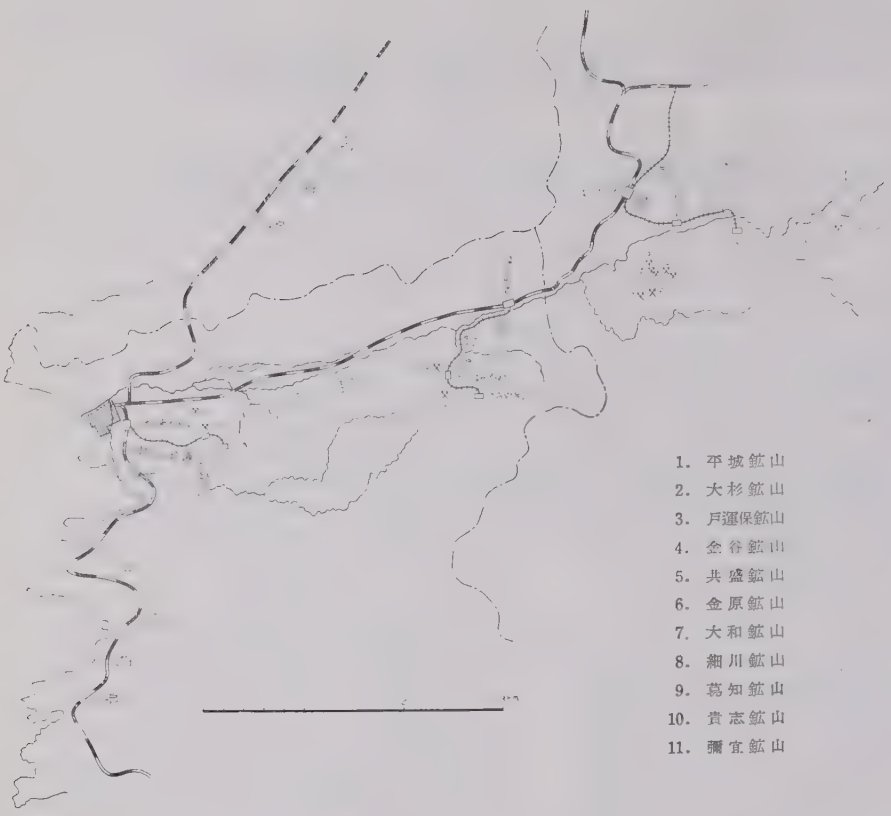
鉱区面積：89,970坪

鉱種名：銀・銅・硫化鉄鉱

鉱業権者：中田嘉市郎

3.3 鉱床および鉱石

* 鉱床部



第 1 図 a

鉱床は前記緑色千枚岩中に胚胎する層状含銅硫化鉄鉱床で，走向 N 60°E～N 80°E，傾斜 5～15°N，微褶曲軸の落しは N 60°W～W へ 5°内外であり，小規模の断層・褶曲等が多く，変化が著しい。現在までに確認されている鉱床は，本坑・2坑・3坑などによつて開発された鉱体と，これと雁行状に配列すると思われる鉱体の2鉱体からなる。

前者の本坑・2坑・3坑などは崩壊して入坑できないので鉱床の状況は不明である。後者は現在稼行中で，鉱体の走向延長約 80 m，傾斜延長約 30 m が確認されている。鉱体の特徴として普通褶曲部において肥大することが多いので，小褶曲の多い本鉱床においては鉱体の膨縮ははなはだしく，厚さ数 mm から 60 cm 前後まで変化することもあるが，平均厚さは 15 cm 内外である。肥大する場合には上盤側へ膨れることが多く，またその場合に母岩の片理を切ることがある。

鉱石は主として黄鉄鉱・黄銅鉱からなり，下盤側に部分的には厚さ3 cm 内外の，主として黄鉄鉱からなる鉱染部を伴なうことがある。銅品位は鉱体内は大体変化が少ないが，ときには下盤側は上盤側に較べて高いこともあり，また局部的にはほとんど素硫化鉱からなる部分もある。佐賀関製煉所において分析を行つた結果は次のようである。Cu 5～6 %，S 30～40 %，Au 0.5 g/t，Ag 30 g/t。

3.4 現況その他

従業員は5名で1カ月に約 10 t を出鉱している。現在は運搬坑道準の採掘鉱体を下盤側へ向かつて探鉱中である。

4. 共盛鉱山

4.1 位置・交通および運搬

戸運保鉱山の南東方にあり，栃原停留所から徒歩約 600 m で山元に達する。運搬経路は前記戸運保鉱山と同じである。

4.2 沿 革

田中銀之助が所有していたが，その後数人の手を経て昭和元年に日本鉱業株式会社が買収し，まもなく休山，昭和27年に中田徳太郎の所有となり現在稼行中である。明治40年前後約10年間は本鉱山の全盛期であつた。

鉱業権関係

鉱区番号：奈良県採登第 36・19・6・21 号

鉱区面積：89,700 坪

鉱 種 名：銅・硫化鉄鉱

4.3 鉱床および鉱石

前記緑色千枚岩中に胚胎する層状含銅硫化鉄鉱床で現在は第19号・36号の2鉱区を稼行している。

19号鉱区内鉱床 本鉱床の大部分はすでに採掘済みで現在は残鉱の採掘を行うとともに，探鉱に力を注いでいる。鉱床は上盤側の石墨千枚岩との境界近く，緑色千枚岩中にあるが，現在の採掘場の西方下部においては鉱体と上盤側石墨千枚岩との間には約 20 cm の間緑色千

第　1　図　b

69　戸運保　　6, 19, 21, 32　共盛　　12　金谷
2　平城　　13　大杉　　40　笠松　　数字は鉱区番号

枚岩がみられる。鉱体は一般に石墨千枚岩の近くおよび濃緑色の堅硬緻密な緑色千枚岩中においては著しく縮小し，剝げ易い軟弱な緑色千枚岩中において肥大し，また褶曲部において肥大する傾向がある。本鉱床においても戸運保鉱床におけると同様小褶曲が多いので鉱体の膨縮は著しいが，大体平均の厚さは 20 cm 内外である。

鉱体はほゞ雁行状に配列する小鉱体の集合からなり，しばしば分岐することがある。

鉱石は黄銅鉱・黄鉄鉱を主とする珪質の鉱石で，部分的に網状の方解石細脈がみられる。

佐賀関製煉所で行つた分析結果は次の通りである。

Cu 10 %±，S 40 %±，Ag 70～110 g/t

36 号鉱区鉱床　旧坑の取り明けを行いつつ残鉱を採掘している。一般走向 N 55°E～EW，傾斜 5～20°N，微褶曲軸の落しはほゞ 5°W 内外である。

鉱床は緑色千枚岩中の層状含銅硫化鉄鉱床で鉱体の厚さは約 10 cm である。一般に褶曲・断層ともに少ないが，褶曲部においてはやゝ肥大する傾向がある。母岩は鉱体の上盤および下盤ともに堅硬で，鉱体とはきわめて明瞭な境界をもつて接している。

鉱石は黄銅鉱・黄鉄鉱を主とする塊状鉱であるが，鉱体の下盤側に部分的には厚さ数 cm のおもに黄鉄鉱からなる鉱染部を伴なうことがある。

4.4　現況その他

従業員 4 名で鉱石は坑口に貯鉱している。再開後の出鉱量は約 100 t である。現在採掘しているのは鉱床の上部にあたり，下部は以前に採掘されたもので当時坑道は崩壊し入坑不能であつた。

5.　三尾鉱山

5.1　位置・交通および運搬

四郷村三尾にあり，交通，運搬経路は次の通りである。

交通：吉野線上市口駅 —バス(鷲家口経由) 24 km— 三尾

または近鉄榛原駅 —バス(鷲家口経由) 24 km— 三尾

運搬：山元 —トラック 24 km— 近鉄六田駅 —宇野経由— 日比ノ直島

5.2　沿　革

古くは不詳，昭和 15 年頃から大阪の田中平三郎が盛んに稼行し，終戦と同時に閉山したのを現鉱業権者が買収し，昭和 25 年 6 月から再開，現在稼行中である。

鉱業権関係

鉱区番号：奈良県採登第 65 号，ほかに試掘出願中 1 鉱区

鉱区面積：167,900 坪

鉱 種 名：銅・硫化鉄鉱

鉱業権者：宝生鉱業株式会社(宮本　弘)

5.3　鉱床および鉱石

層状含銅硫化鉄鉱床で片理の一般走向 N 80°W，傾斜 20°NE，微褶曲軸の落しは 5～60°NW または 80°SE の方向へ緩傾斜である。採掘跡からみて褶曲部において特に肥大するようである。普通上盤・下盤ともに石墨千枚岩であるが，ときには上盤は珪化して硬くなつているかまたは珪岩がある。東部には下盤に緑色千枚岩・輝緑岩等がみられる。

鉱石は鉱染部の比較的少ない緻密含銅硫化鉄鉱であるが，厚い場合には縞状鉱を伴なうことが多い。東部には蛇紋岩様緑泥片岩中に自然銅・斑銅鉱・輝銅鉱等を多く産する。坑外の鉱石中には少量の磁硫鉄鉱が認められる。

5.4　現況その他

採鉱に重点をおき，月産約 15 t (Cu 8～9 %) であるが昭和 22 年夏頃には 30 t を出鉱し，品位も良好であつた。鉱石は Cu 10 %を目標として手選を行い，Cu 2 %位の貧鉱部は坑外に貯鉱している。現在採掘を行つている部分の東下部には未探鉱地がある。

鉱体は竿状，レンズ状等を呈して断続し，母岩は褶曲が著しいが線構造に注意して探鉱を行うべきである。

(昭和 28 年 2 月調査)

雑　報

553.462 : 550.85 (521.14)

秋田県彌生鉱山調査報告

本鉱山は秋田県由利郡笹子村にあり，奥羽本線院内駅の西方直距離約 8 km 彌生沢に位置する。

地質は第三紀中新世中部にあたる緑色凝灰岩とこれを貫ぬく石英粗面岩とからなり，また地域東縁には角閃石石英安山岩が分布する。

鉱床は緑色凝灰岩および石英粗面岩中に胚胎する裂罅充塡鉱床で，主要な鉱脈は 2 条である。

第 1 号鏈は石英粗面岩中に胚胎する走向 N 70°W，傾斜 60°S の鉱脈で，立入坑で着脈し，東西に約 100 m 鏈押されている。

ほとんど採掘跡で，鏈幅は 20～30 cm であるが，西押引立では 5 cm にせばまり劣勢となつている（銅品位 4～5 %）。

第 2 号鏈は凝灰岩中の鉱脈で，走向 N 60～80°E，傾斜 70～80°N を示す。

坑道は 1 番坑から 3 番坑まであり，1 番坑から 3 番坑までの間隔は 71 m である。3 番坑は崩壊して入坑できないが，2 番坑では東西に約 270 m 鏈押している。

鏈幅は 30～120 cm を示すが，上盤際 10～40 cm が良好で，この部分の銅品位は 7～9 %を示す。

鉱石は黄銅鉱・黄鉄鉱を主とし，脈石として石英を伴なう。

現況は従業員 7 名で操業し，昭和 26 年から昭和 29 年 10 月までに約 500 t（Cu 5～6 %）の鉱石を産出し，小坂鉱業所に送鉱している。

今後の探鉱は第 2 号鏈の下部および鏈押探鉱が最も必要で，特に 2 番坑地並西押引立断層先の探鉱が必要である。（**調査：奥海　靖**　抄録：高島）

553.462 : 550.85 (521.82)

島根県大東鉱山のモリブデン鉱床の概要

大東鉱山は島根県大原郡大東町字東阿用に位置する。調査当時の稼行鉱床は 1 条の含モリブデン鉱石英脈で，おゝむね走向 N 35～40°E，傾斜平均 17°NW を示し，塩基性混成岩・黒雲母花崗岩および黒雲母半花崗岩を貫ぬき，斑糲岩および閃緑玢岩の岩脈によつて貫ぬかれる。

モリブデン鉱は微細な結晶にして，縞状に配列する場合が多く，しばしば磁鉄鉱および黄銅鉱を伴ない，全般的に黄鉄鉱の生成が目立つている。

すなわち採掘部の平均品位は MoS_2 約 3.5 %，坑道加脊に対して MoS_2 0.5～0.6 %を示しており，葉片状のモリブデン鉱が密集することがきわめて多く，薄板状の富鉱部は随所において MoS_2 10～13 %の品位を示す。

坑内掘によつて確かめられた石英脈の規模は走向延長約 350 m，傾斜延長約 100 m，脈幅 10～50 cm である。膨縮は比較的少なく，末端部は走向が乱れ，石英が減少し，脈が分岐し，さらに数条の細脈となつて尖滅する。

手選精鉱は特上，MoS_2 18～25 %，上鉱 MoS_2 7～10 %，普鉱 MoS_2 4～6 %，普下 MoS_2 3 %±である。特上および上鉱は全出鉱量の数%に止まり，開発が進んだ調査当時でも MoS_2 1.5～2 %程度の鉱石も浮選にかけられていた。（**調査：上野三蓑・土井啓司**　抄録：宮本）

553.31 : 550.85 (521.85)

山口県豊神鉱山鉄鉱鉱床調査報告

昭和 29 年 9 月 6 日から 6 日間にわたり山口県豊浦郡豊田下村高山の豊神鉱山の鉄鉱床を調査した。鉱床は古生層中の珪岩の下盤の圧砕帯中に生成された交代鉱床で不規則塊状ないし網状の形態をとり，厚さ数 cm から数 10 cm の扁平な小鉱塊からなり，連続性に乏しい。露頭は丘および東長野の 2 カ所に認められた。各露頭附近の概況は右表に示される通りである。

場　所	走　向	傾　斜	Fe 品位 (%)
丘	N30～50°W	30～40°N	52 ～ 57
東長野	N20°W	50°N	53

おもな鉱石鉱物は磁鉄鉱で，一部赤鉄鉱となる。調査当時までに稼行されたのは露天掘可能の部分のみである。露頭の賦存状況からチャート層の下盤に沿つて鉱床の存在が予想される。今後の開発には物理探鉱および坑内探鉱を必要とする。（**調査：土井啓司**，抄録：宮本）

資　料

アイソトープ地球化学*

A. P. Vinogradov

小　西　善　治　訳

本論文は，ソ連地球化学者 vinogradov が1954年1月ソ連科学アカデミーで行つた講演である。

地球化学の主要課題の一つは，化学的元素の循環と分布との法則性を明らかにすることにある。この課題の研究は，各元素のアイソトープ分布の研究によつて促進されている。現在では，地球上のアイソトープの分布は，偶然的なものでなく，原子核の構造と関連性があることが確かめられている。しかしこの方面における法則は，まだみいだされていない。たゞ経験的法則のみが知られ，この法則によつて地球上におけるアイソトープの主分布図が求められている。例えば，最も広く分布するアイソトープは，原子核内に偶数のプロトン (p) と中性子 (n^0) とをもつていることが知られている。4原子核内の核子 (相互に飽和された状態) は中和されているから，元素は，例えばベータ崩壊に対して安定な状態にある。偶数原子中で特に広範囲に分布する原子は4の整数倍の質量(アルファ粒子の整数倍の質量)をもち，例えば C^{12}, O^{16}, Si^{28}, Ca^{40}, Fe^{56} 等があげられる。

自然に産出するプロトンおよび中性子が偶数個の原子には，192 のアイソトープがあげられる。このアイソトープ数は，全アイソトープ数 (約330) の60％を占めている。プロトンが偶数で中性子が奇数のアイソトープは65個約20％，プロトンが奇数で中性子が偶数のものは54個，約16％，プロトンおよび中性子がともに奇数のアイソトープは16個，約5％である。さらに安定なアイソトープのみを取りあげると，全部で4個のアイソトープ，すなわち D^2, Li^6, B^{10}, N^{10} があげられる。これらのアイソトープは全アイソトープ数の約1％である。

著者は，アイソトープに関する現在の研究成果を以下の表に纒め，直線で地質年代の決定に使用されるアイソトープ対を示している。

ウラン鉱およびトリウム鉱は，自然崩壊を起こし，熱中性子を放出し，不働気体 Xe, Kr, Ar, トランスウラン Pu, Nb およびその他の元素が生成される。

核反応は宇宙線でも起こり，新しいアイソトープ C^{14}, H^3, He^3 が出現する源泉となる。

著者は，地球上では，アイソトープ組成を乱す過程が絶えず働き，安

第　1　表

放射性崩壊によつて生ずる安定なアイソトープ			半減期 (年)
U^{238}	$(\alpha\beta-\gamma)$	Pb^{206}, H^2	$4.5 \cdot 10^9$
U^{235}	$(\alpha\beta-\gamma)$	Pb^{207}, He^4	$7.07 \cdot 10^8$
Th^{232}	$(\alpha\beta-\gamma)$	Pb^{208}, He^4	$1.39 \cdot 10^{10}$
Bi^{209}	α	$\rightarrow Tl^{205}$	$\sim 3 \cdot 10^{17}$
Re^{187}	β	$\rightarrow Os^{187}$	$5.8 \cdot 10^{12}$
Lu^{176}	β, E	HI^{176}, Yb^{176}	$2.4 \cdot 10^{10}$
La^{138}	E	$\rightarrow Ba^{138}$	$1.2 \cdot 10^{11}$
Sm^{147}	α	$\rightarrow Nd^{143}$	$1.3 \cdot 10^{11}$
j^{129}	$-\beta$	$\rightarrow Xe^{129}$	$>10^8$
Sn^{124}	$2\beta^-$	$\rightarrow Te^{124}$	$6 \cdot 10^{15}$
In^{115}	β^-	$\rightarrow Sn^{115}$	$6 \cdot 10^{14}$
Rb^{87}	β	$\rightarrow Sr^{87}$	$6 \cdot 10^{10}$
K^{40}	β^-, E	Ca^{40}, Ar^{40}	$1.2 \cdot 10^9$

* ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР Серия геологическая ソ連科学アカデミー地質学通報，1954—3

度の低いアイソトープは壊変するといつている。したがつて局部的には，壊変によつて生成されたアイソトープで富化された地帯が形成されるが，一方ではアイソトープにとぼしい地帯が形成される。

著者は，アイソトープの利用で問題となつている地質年代の決定問題をとりあげている。

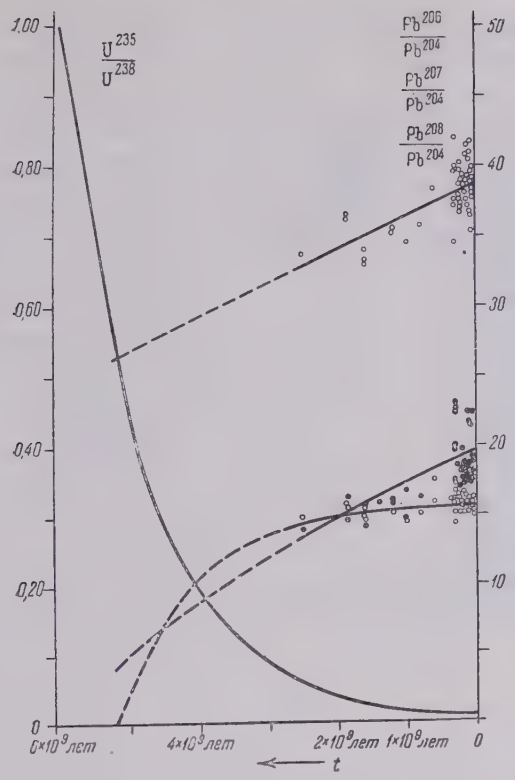
普通地質年代の決定に利用される鉛(方鉛鉱)には4種のアイソトープ，Pb^{204}, Pb^{206}, Pb^{207}, Pb^{208} が混在している。Pb^{206}, Pb^{207}, Pb^{208} は，U^{238}, U^{235}, Th^{232} がそれぞれ放射性崩壊を起こして鉛中に蓄積されたものである。Pb^{204} は現在自然に産する鉛中には蓄積されていないから，その発生源は知られていない。Pb^{208} は一部トリウムの放射性崩壊によつて生成されたもので，自然に産する鉛中における含有量は最大である。著者が一般に用いられている Pb^{206}, Pb^{207} によつて32試料の地質年代決定を行つた結果によると，鉛の生成年代は20億万年から2億5千万年にわたつている。自然に産出する鉛の Pb^{206} と Pb^{207} の含有量は規則的に変化する。すなわち鉛の生成年代が古くなれば，鉛の Pb^{206} と Pb^{207} の含有量は減少してくる。いま著者が行つた32の試料の年代決定データと，Nier のデータを綜合すると次のようになる。

第 2 表

造山運動名称	造山運動期 (単位百万年)	Pbアイソトープの分布 (Pb^{204}—1) Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	計算データ数	異常データ数
アルプス褶曲運動	25— 180	18.45	15.64	38.34	25	1
ヘリスカ褶曲運動	200— 260	18.11	15.75	34.24	19	3
カレドニア褶曲運動	280— 400	17.17	15.46	37.00	6	1
原生代の褶曲運動	600— 1,200	16.48	15.39	36.0	10	3
始原代後期の褶曲運動	1,400–20,000	15.36	15.25	34.77	9	—
始原代前期の褶曲運動	>2,000 <3,000	14.10	14.91	34.05	13	—
					82	8
総 数					90	

現在からウランの放射性崩壊の初期階梯までの Pb^{206} と Pb^{207} 原子の成長曲線は，周知の指数法則 $N_t = N_0 e^{\lambda t}$ を用いると容易に求められる。計算にあたつては自然に産出する U, Pb, Th の比は，放射性崩壊を起こす場合以外には乱されないものと仮定する。含鉛鉱物の全試料は花崗岩地帯から採取している。したがつて再熔融，花崗岩化作用を蒙り，そのために鉛は繰り返し再晶出されて種々の生成年代の鉛が試料中に混在していることが考えられる。著者はこの影響はあまり大きくなく，約15%程度であると述べている。この問題で興味があるのは，南アフリカの Rosetta 鉱山産の最古期鉛—種々の生成年代の鉛からなる—はアイソトープ組成によると約28億6千万年であるが，正確に計算すると，第3表にみられるようにその生成年代はさらに古くなるはずである。

ある著者はこの方法によつて地球の生成年代を50億万年とみなしている。放射源の Pb^{206} と Pb^{207} との生成年代の値が外的要因による誤差補正で低くなるものとすれば，この地球の生成年代の値は極大値と考えられるであろう。著者はこの値を確かめるために，U : Th : Pb の比から裏付けている。まず地球上における U : Th : Pb は一定の比を示すものとする。いま U : Th : Pb 鉱が，花崗岩の貫入によつて再び配されるものとするならば，地球の年齢は古くなることである。しかし $5 \cdot 10^9$ を超える地球の年齢は事実上不可能である。例えば40億万年から，U^{235} の含有量の増加は著しく顕著となり，50億万年を超えると，U^{235} の壊変によつて放出される熱量と，地球上のあらゆる物質を水蒸気に化する程度に達する 第1図の U^{235} の成長曲線左側参照)。



第1図　各時代における鉛アイソトープの含有量（Pb^{204} に対する比）
上高曲線 Pb^{208}/Pb^{204}　中央の曲線，Pb^{206}/Pb^{204}　下方曲線 Pb^{207}/Pb^{204}　左側の太線は各時代における U^{235}/U^{238} の比を示す

著者は，現在地球の年齢が隕石の年齢と比較できると述べている。

鉄隕石は1,000°まで加熱しても H^4 が実際上保持されているが，石質隕石は僅かの加熱で H^4 を失うことが知られている。Panet はすでに1931年にヘリウム法によつて隕石の年齢を決定し，1942年には，さらに再検討し，数百万年から $6,8 \cdot 10^9$（最大値の隕石は10億万年～68億万年）にわたると述べている。

その後隕石中には，U と Th の壊変によつて生成される H^4 以外に H^3 を含んでいることが明らかになつた。この H^3 アイソトープは，強烈な宇宙線の影響を受けると，$N^{14}+n^0=C^{12}+H^3\rightarrow He^3$ の反応が起こつて発生する。したがつて H^3 の補正を行うことが必要である。最近ソ連でアルゴン・カルシウム法によつて石質隕石の年齢決定を行つたデータによると，約 $4,5 \cdot 10^9$ 年であつて，Pb アイソトープによつて決定された地球の年齢に近似している。著者は，Kを含有する鉱物の Ar^{40}，または Rb を含有する鉱物の Sr^{87} によるそれぞれの地球の年齢決定も上述の値と一致する結果が求められると述べている。

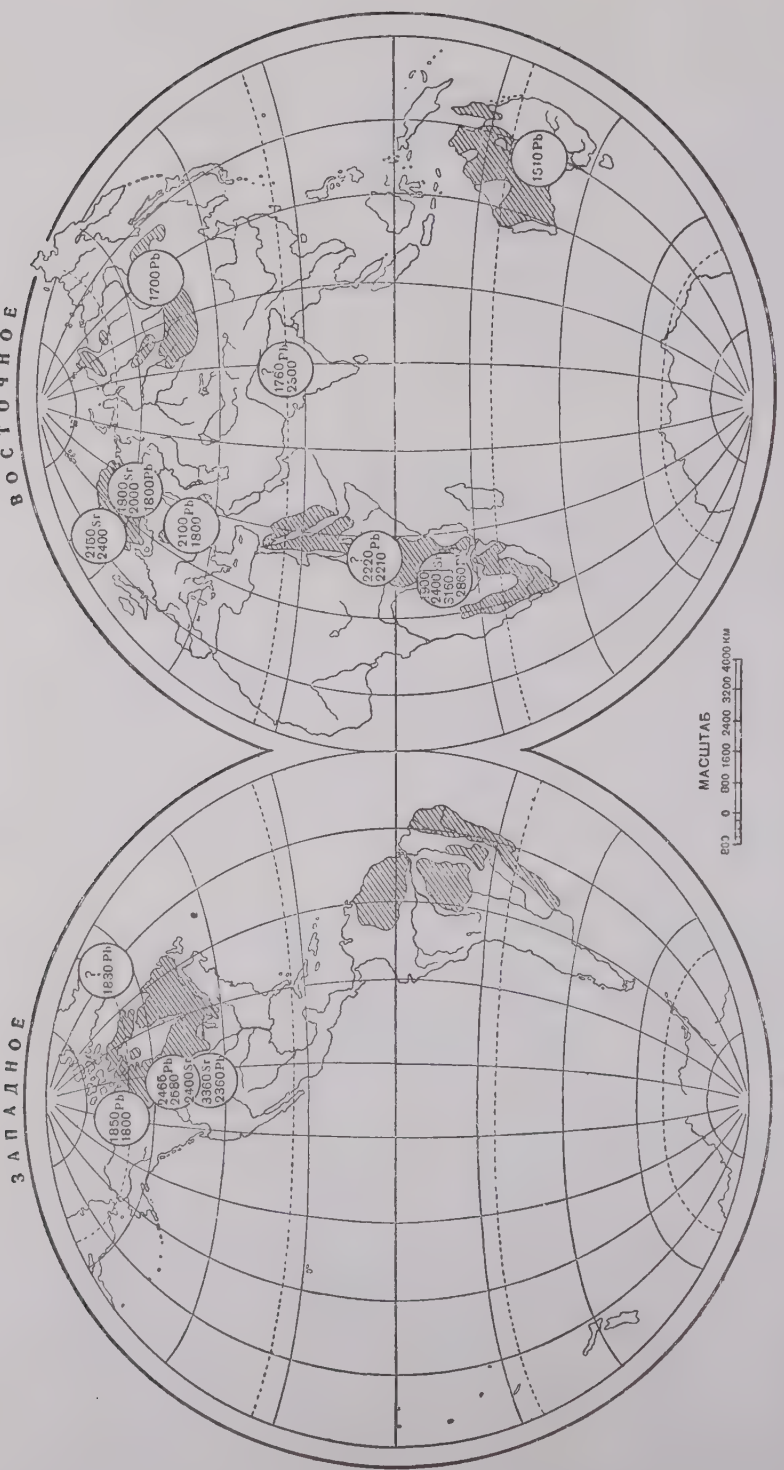
最古期の陸地の年齢は，$2 \cdot 10^9$ 年を超えると述べ，第2図をかゝげている。

この図から，始原代原生代の岩層からなる古期楯状地の分布とその生成年代がみられる。この図によると，古期楯状地は地質学的には同一時代に生成されたような感じを受ける。しかし最近では南アフリカで $3,5 \cdot 10^9$ の生成年代が決定されて問題を起こしているが，地球の生成年代は，$5 \cdot 10^9$ と $2,5 \cdot 10^9$ の間にあることが推定される。

このようにアイソトープによる地質年代の決定については喰違いがあるが，新しいアイソトープ法があらわれ，新しいデータが求められている。例えば U^{238} イオンの崩壊を利用して第四紀の地質年代が500,000年と決定されている。V. I. Baranov はこの方法によつてオホーツク海およびその他の海域の堆積物の生成年代と堆積速度とを決定している。

ソ連では，宇宙線の影響を蒙つて起きる $N^{14}+n^0=C^{14}+H'$ 反応によつて空気中に生成される放射性アイソトープ C^{14} の恒常減衰効果を利用して年代を決定する方法が発見されている。この方法によれば，1,000～25,000年の範囲の歴史時代の絶対年代が決定できる。炭素中の C^{14} の濃縮度はきわめて少なく，1g の炭酸塩類 1g 中からは，1分間に平均16個の C^{14} 崩壊物が生じる。ソ連では C^{14} を測定する特殊の Counter がつくられている。A. V. Trofimov はこの Counter によつて Taimyrck 産のマンモスを約1万2千年前のものであると述べている。

大気・火山および岩石中の気体のアイソトープ組成については，現在断片的に知られているにすぎないが，一般的な問題を解くことは可能である。大気がどのようにして生成されたかに



第 2 図　地球上における古期岩石の分布とその生成年代(単位 1,000 年)

ついては知られていない。しかしこの意味において気体のアイソトープ組成は，何を与えるか？　地球上で出会する気体分子または元素は3群に区分される。

第1群は軽い気体，H^1, H^2, H^3, He^3, He^4 である。水素およびヘリウムは周知のように太陽および恒星の主要構成物質である。大気中の H, D, He の含有量はきわめて少ない。H^4 は放射性源であつて，大気中における H^4 量は，U-Th の崩壊速度から推定されるよりも少ない。H_2^3（H^3）は大気中にある他の元素と類似の方法で生成されている。M. G. Meschepiakov によれば，大気中の H_2^4 の含有量は岩石におけるよりも大きい。

大気中の H/D の比は平衡関係を保たないで，Dが増大する傾向を示す。したがつて軽い気体，H, D, He^4, He^3 は宇宙線源の初成気体とは直接関連性をもつていないが，地球上の産物であつて，絶えず地球上から放出されていることが推定される。

第3図

第2の気体群（アルゴン・ネオン・クセノン・クリプトン）は不活性気体である。この種気体は，太陽に比較してきわめて少量が大気中で認められる。大気中のアルゴンは，ほとんど K^{40} の崩壊によつて生成され，Ar^{40}，は 99.60 %，Ar^{38}（放射性源と考えられる）0.06 %，宇宙線源の主要構成成分の Ar^{36} は 0.33 % である。火山ガスおよび岩石中のアルゴンのアイソトープ比も類似の状態を示している。したがつて地球上の Ar の主要部分は地球源といえよう。

奇数の質量数の Xe^{129} と X_2^{131} は，偶数 X_2^{130} と X_2^{128} とに比較して大気中のガス中に著しく多量に含まれている。また閃ウラン鉱中の Xe の含有量の高いことも明らかにされている。Kr にも同様の現象が認められている。したがつて大気および岩石中の不活性ガスは，地球源の放射性崩壊産物と考えられるであろう。したがつて不活性気体は地球を構成する物質中には含まれていないことが考えられる。換言すればこの種の気体を多量に含有している遊星は全然知られていない。この種ガスの遊星中における分布度の低いのは化学的に不活性によるものであろう。

地球上できわめて安定なアイソトープは，奇数個の p と奇数個 n^0 をもつ N^{14} である。N^{14} が多量に含まれているのは，天体物理学的機構すなわち太陽の炭素サイクルでは N^{14} のみが発生し，N^{15} が生成されないことで明らかである。大気中の窒素中では，p が奇数で n^0 が偶数の N^{15} は 0.365 % であるが，残余は N^{14} である。岩石中の気体についても同一関係が認められる。ある鉱物中では N^{15} の含有量が異常に高いことが明らかにされているが，この研究はその後進んでいない。

H_2O, CO_2, O_2, S, Cl, Br 等のガスおよび蒸気は $CaCO_3$ およびその他の化合物の形で濃集しているか，あるいは太洋中に溶存する塩類のアニオンを形成している。これらの物質の総量は普通の岩石が破壊されて生成されたものでないことは初歩的な計算で明らかである。大気中の酸素は光合成によつて生成される。さらに石灰岩中の C^{12}/C^{13} のアイソトープ組成は火山ガスの炭素のアイソトープ組成と同一である。著者はこれらの既知のデータから次のような結論を引き出している。地球上に直接生成される物質は，軽い不活性ガスを含んでいない。現在の大気は，地球上で行われている化学的・放射性壊変過程の産物である。したがつて大気はいわ

ゆる " 二次的なもの " である。

次に O, C, S, H を論じている。

O, C, S, H およびその他の元素，特に軽い元素のアイソトープの混合物は常に一定でなく，ときにはこの種元素の 1 つが他元素に較べて 5 % も大きい場合がある。

軽い元素は重い元素に比較して，順行運動度，回転運動および振動が大きいので，動力学的に勝っている。したがつて同様な状態のもとでは，アイソトープは大きな運動速度で反応に関与し，単純な非可逆反応産物は軽いアイソトープに富むはずである。例えば有機物質が酸素で酸化(水の蒸発の場合)されると軽い元素は飛散し，重いアイソトープが蓄積される。一般には反応物質間にみられるアイソトープの不均一な分布は，正反応と逆反応との反応速度差によつて起きる。反応過程の温度が低いと，壊変効果が増大するが，温度が増大すると，その効果が低下する。高温度では，アイソトープの均一な分布が起る。

したがつて岩漿分化作用が起る珪酸熔融液の高温度 (700〜1,200°) 下では，アイソトープの顕著な分裂が期待できない。この現象は，火成岩中の O, S, C アイソトープ分布に関する資料をみれば明らかであろう。

最も重要な天然の反応，例えば H_2O+CO_2 とその均衡産物との反応，$SiO+H_2O$ 反応等に対するアイソトープの分離係数および均衡定数は理論的に計算されている。この現象は，鉱物あるいは岩石が生成された温度条件の指標として天然のアイソトープ存在比が利用できるから重要である。

固体(岩石)中におけるアイソトープ比は外界条件の変化によつて変わる。天然水のイオン，ガスに起きるアイソトープ交換過程が知られている。例えば $CaCO_3$ (石灰岩) は，温度 25° の場合には O_2 アイソトープと CO_2 との間に交換反応が起こり，10^4 年を経ると 10 % が置換されるが，10^8 年経つと 20 % に達する。$CaCO_3$ は重炭酸イオンの反応によつて O_2 アイソトープと交換反応が起こり，10^6 年経つと 13 %，10^9 年を経ると 15 %，置換される。

著者はわれわれにとつて密接な関係のある酸素の問題をとりあげている。天然に行われている無数の反応には O_2—O^{16}, O^{17}, O^{18} が関与している。この場合には特に O^{16}, O^{18}, (O^{17} の分布度は低い) のアイソトープの部分的な分離が起こつている。天然では H_2O と CO_2 および H_2O と SiO_2 とが平衡関係にある場合にアイソトープの交換反応が起り，CO_2 と SiO_2 は重い酸素に富化される傾向がある。したがつて天然水，特に河川では，O^{18} の含有量は最低値を示すが，CO_2 と SiO_2 は O^{18} で富化されている。酸化物，水酸化物および重金属，例えば Mn・Fe・Cu 等の大多数は，水に含まれている酸素のアイソトープ組成と同じ酸素のアイソトープ組成をもつている。

著者は，CO_2 の酸素のアイソトープ組成と酸素のアイソトープとの地球化学的問題をとりあげている。大気中の O_2 アイソトープ組成を直接決定すると，CO_2 の酸素(重い)のアイソトープ組成に近いことが明らかになる。光合成源の酸素のアイソトープ組成を取りあげてみよう。生命体によつて有機体に含まれている水に加水素化作用が働くと，水中の軽い酸素は遊離されるが，重い酸素はこのような有機体中に残留する。実際上においても，植物は O^{18} を多量に含んでいる。しかし大気の酸素の準位 (Level) は光合成だけで維持されている。したがつて生命体により遊離された軽い酸素は何らかの方法で大気の重い酸素に転化されることが考えられる(この問題に関する論争は省略する)。

CO_2 について考えてみると，例えば火山ガス中の CO_2・炭酸塩類・石灰岩・白雲石・大理石等には多量の O^{18} を含んでいる。現実に低温度の海水中で沈積生成された石灰岩は O^{18} の極大量を含むが，いわゆる変成炭酸塩，高温度方解石は O^{18} の含有量が低い。このようにして海水中における石灰岩の沈積温度の決定方法が生まれた。この古期温度方法によれば，古期海の水量と現代の水温条件を想起させるとともに，古期海の海流の性質も知ることができる。したがつてこの方法によれば将来は，堆積地域の古気候条件も推定できるであろう。

CO_2 との反応で生成される酸化鉱物は CO_2 の酸素と同一の酸素のアイソトープ組成をもつ

ている。この種の鉱物としては磁鉄鉱およびその他のスカルン鉱物があげられる(第3表参照)。

珪藻土—低温石英—は O^{18} を多量に含んでいる第2表からみられるように，堆積岩は火成岩より O^{18} の含有量が高い。

さらに珪酸が堆積岩中に多量に存在する場合には岩石中の O^{18} の含有量も高い。すなわち堆積岩と火成岩とはOのアイソトープ組成で区別できる。火成岩中における O^{16}/O^{18} または O^{18} の増加は，海洋水のアイソトープ組成と対応している。著者は，火成岩中における O_2 アイソトープの分離確率の低いことを述べている。

種々の岩石中の C^{12} と C^{13} アイソトープの存在比には多くの共通な特徴が認められ，炭酸塩岩石中では C^{13} と C^{18} とが平行的に増加する場合がある。

C^{12}/C^{13} アイソトープの置換には，天然の物質中における炭素のアイソトープの分化 (differentiation) を誘導する2つの地球化学的輪廻が認められる。

第1の地球化学輪廻は，光合成である。光合成が行われると，主として軽い C^{12} アイソトープは有機物質を媒介として濃集し，重い C^{13} は相対的に減少する。したがつて生物界と成因的に関連性のあるあらゆる物質，例えば石炭・液体・固体の瀝青等では，C^{13} の含有量は最低量となる。

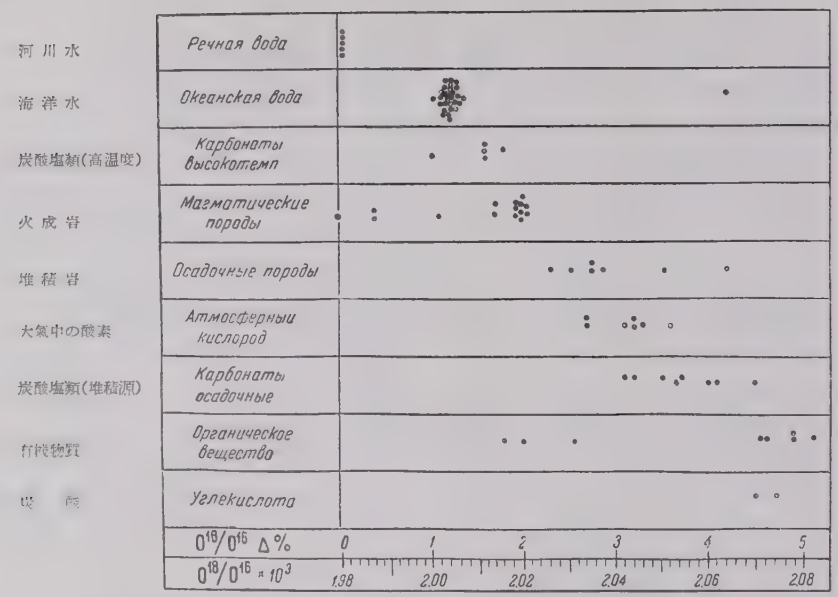
第3表　鉄・クロム・鉱物における O^{16}/O^{18} の含有量 (O^{18} の増加は‰で表わされている)

鉱物名称	産　地	O^{16}/O^{18}
赤銅鉱	Tagil	0
赤色銅鉱	Ural, Sy. Sertskii 地域	+0.45
褐鉄鉱	〃	0
〃	〃	+0.36
〃	〃	0
鉄鉱	北アメリカ	+0.54
〃	〃	+0.72
〃	〃	−0.45
針鉄鉱(水化)	Ural, Potevskoi 地域	
〃	〃	0
クローム鉄鉱	Arapaevsk	−0.23
接触変質鉄鉱	Aktyuvinsk	+1.10
〃	北アメリカ	+1.6
〃	〃	+2.0
磁鉄鉱	Bragodat	+2.7
〃	〃	+2.4
〃	〃	+2.5
〃	〃	+2.7
〃	Primorsky 州	+1.95
〃	Magnitogorsk	+2.31
〃	Aashkesan	+1.95
〃	北部ウラル Bayanskoe	+2.31
〃	AerBakhskoe	+2.59
〃	Pokrovskoe	+2.22
〃	1. 北部鉱山	+2.22
〃	2. 〃	1.82
〃	3. 〃	+2.95

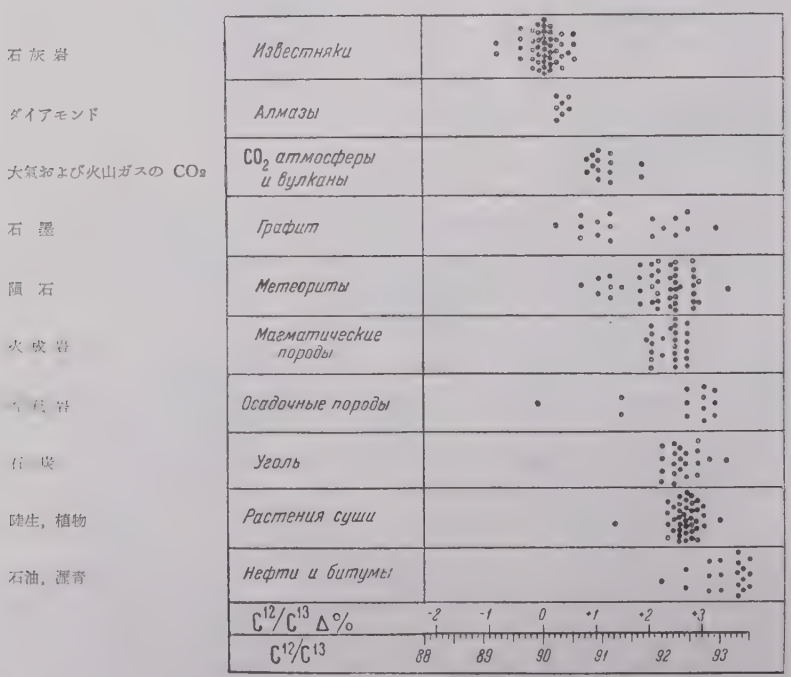
第2の地球化学的輪廻は第1輪廻と対立的な輪廻である。多様な成因の炭酸・炭酸化合物(石灰岩・白雲石およびその他の岩石)中では C^{13} が蓄積される。

有機物質(組織・石炭および瀝青等)のCアイソトープ組成は炭酸塩質岩石のCアイソトープ組成に比して，著しく異なつている。このアイソトープの組成の差異を利用して，フイランド始生界から産出するいわゆる Corycium enigmaticum の化石中にみられるCのアイソトープ組成によつて，有機源か無機源かの鑑定が行われている。しかしこゝで問題となるのは，有機物質の C^{12}/C^{13} が火成岩の C^{12}/C^{13} に近いことである。

石墨の成因について活潑な論争が行われている。C^{12}/C^{13} の比については，第5図にみられるように大きなバラツキが認められる。貫入岩体地域のペグマタイトと共生関係を示すセイロン島産の脈状石墨は，CO_2 または $CaCO_3$ と成因的に関連性のある石墨族に相当する。片岩またはその他の岩石中に包裹形態で観察される石墨や，石炭に明らかに移行する石墨は，有機物質の C^{12}/C^{13} に近い C^{12}/C^{14} を保持している。したがつて天然の石墨は明らかに2種類がある。ダイヤモンドの C^{12}/C^{13} は炭酸の C^{12}/C^{13} に対応する。したがつて金剛石の生成には対応する平衡温度が考えられる。



第 4 図 種々の地質物体中における O^{18}/O^{16} の含有量



第 5 図 種々の地質物体における C^{12}/C^{13} 含有量

火成岩は O_2 アイソトープに関しては中間位置を占めている。A. V. Trofimov によれば，火成岩・鉄質・石質隕石は同一のアイソトープ組成かまたは C^{13} の含有量の低いCのアイソトープ組成に近い。さらに塩基性岩石と石質隕石は最低の C^{13} の含有量を示す。花崗岩の C^{13} の含有量は同一オーダーで若干高い。堆積岩は火成岩に比して C^{13} の含有量は著しく高い。堆積岩との接触変質作用を除外できないような貫入岩，例えば玢岩にあつては C^{13} の含有量は遙かに高い。約 92.1 に等しい C^{12}/C^{13} の最大分布比を示すものは塩基性岩石である。C^{12}/C^{13} の分布比の変化は熱水変質帯の鉱物・岩石に起つている。

第4表　火成岩ならびに隕石中における C^{12}/C^{13}

火成岩		C^{12}/C^{13}		
安山岩	カムチヤッカ	92.5	Vorogino	92.2
ハンレキノーライト	北部ウラル	92.4	Kashin	92.1
〃		91.9	Timokhina	92.2
玄武岩	Kazvekii	92.0	Staroe Pesyanoe	91.2
〃	Aragezskii	92.5	Petropavrovkei	91.3
〃	カムチヤッカ	92.3	Verdyansk	92.2
〃	Kamchatskii	92.3	Volyshaya Korta	92.0
〃	Primore	91.6	Pevryukovo	91.9
閃長岩	アルメニヤ	91.9	Stavropol	91.9
花崗岩	Neznyaki	92.4	Kainsaz	91.9
〃	Emelyanovka	92.3	Groznaya	91.6
〃	Karlakhti	91.8	Cold Bokkeveld	91.9
花崗片麻岩	Sartavara	91.9	Nobyi Urei	92.2
玢岩	Namangan	91.2	Migei	92.2
〃	Primor	91.4	Staroe Voriskino	91.2

S^{32}, S^{33}, S^{34}, S^{36} の分布比についても2つの傾向，すなわち軽いアイソトープが減少するかあるいは重いアイソトープが減少するかいずれかの現象が認められる。したがつて S^{32}/S^{34} ならびに S^{32}/S^{36} の分布比の変化は重要である。

最低量の“重いアイソトープ” S^{34} は，有機物質，特に有機質の組織，蛋白質等の S，固体状液体状瀝青，有機源の天然硫黄，H_2S 等にみられる。この効果は，微生物を媒介とする（S）硫酸塩の生物還元反応とこの反応で遊離されるSの摂取と関連性がある。バクテリヤによる硫酸塩の還元実験を行うと，還元産物では S^{34} が数%まで減少する。したがつて天然に行われている $SO_4 \rightarrow H_2S$—S 方向のSの転移輪廻では，最終過程で S^{34} 産物の低下を招く。

例えば硫化水素が黒海およびその他の海盆で湧出している個所では類似過程が発生している。この場合には海水中に溶存している硫酸塩Sは S^{34} で富化されるが，元素Sは S^{34} の一部を失う。さらにこの過程が進行し，重金属の2次硫化物が海底に生成されると，堆積岩中における S^{34} の含有量の低下が起るであろう。したがつて水成源のSと火成源のSとが区別できる。

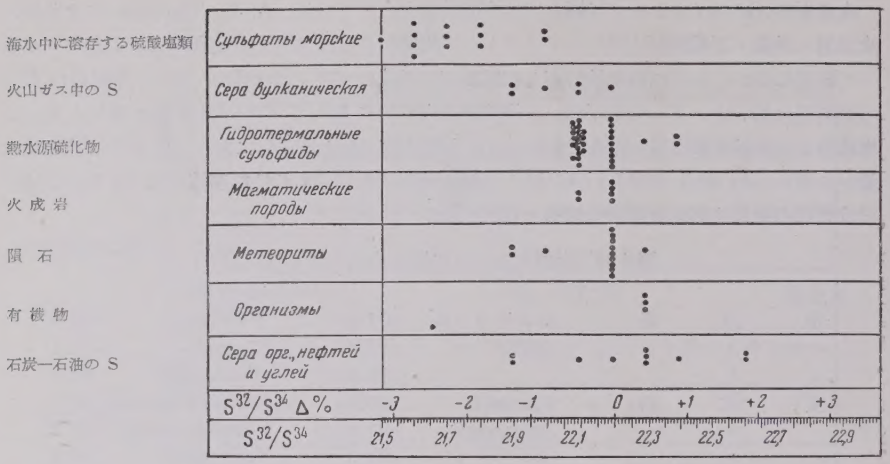
水成源の硫酸塩硫化物中における S^{32}/S^{34} の存在比は，岩石の生成年代と正比例的変化を示すといわれている註1)。Thode によれば，岩石の生成年代が700～800百万年に達すると，このような比例関係は停止し，S^{32}/S^{34} の存在比は変わらない。

著者は，この時代になると SO_4 の還元過程が地球上で発生しないのかと論駁している。

以上にみられるように海水，石膏およびその他の化合物の硫酸塩類では，S^{34} の含有量は極大となる。重いアイソトープの含有量による水成源火成源の2つの硫酸塩類の差は，約16%である。

S^{32}/S^{34} 比の中央の位置は，熱水源の硫化物，例えば黄鉄鉱・方鉛鉱等が占めている。硫化物のSアイソトープ組成には，一方では，火山源Sが，他方では火成源のSが属している。火山源Sは，アイソトープ組成についてみれば有機源のSと異なつている。例えば Kryn chevskii

註1)　地質調査所月報，Vol. 7, No. 8, 1956



第 6 図 S^{32}/S^{34} の 含 有 量

泥火山のガス中のSの S^{32}/S^{34} 比は 21.9 のであるが，有機源のSは 23.0 である。

火成岩のS・熱水源のS・火山ガスのSは，成因的に1グループで代表され，Sアイソトープ組成は僅かな差異しか認められない。したがつて実際では，同一とみなされている。しかしこのようなSアイソトープ組成の僅かな偏差こそ地質学的には非常な興味がある。著者はこの問題を掘り下げれば鉱床生成過程が把握できるとともに，Sが岩石からきたものか，また岩漿の上昇に伴なつてきたものであるかが明らかになると述べている（これにはアイソトープ分析，例えば岩石および鉱物の Pb S のアイソトープ分析を行う必要がある第6図参照）。

著者は終りに，アイソトープの地球化学が進歩すれば，精密な科学的研究の重要な factor である“時間と温度”の概念を地質学の日常研究に導入することも可能となり，地質家は，“初期と晩期”，“低温度と高温度”というようなあいまいな言葉を使用しなくなるであろうと結んでいる。

地質調査所月報　第8巻第2号　目次

報　文

[illegible]浅間温泉調査報告

岩手県野田玉川鉱山マンガン鉱床調査報告

静岡県西遠地区工業用地下水電気探査報告

概　報

北海道勇払郡穂別村および紋別市志文含チタン砂鉄鉱床調査報告

資　料

ウラン鉱物

地質調査所への連絡は

本　所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地　電話 (70) 1146～1148番 (72) 4291～4293番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地　電話 (34) 7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1条西18丁目　電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28（仙台通產局内）電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町（名古屋通產局内）電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市東区備後町5の27　電話 (26) 0315番
広島駐在員事務所	広島市基町1（廣島通產局内）電話（4）5251番
四国駐在員事務所	高松市七番町56の1番地（四国通產局内）電話（高松）5681番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2丁目19　電話（2）6743番

昭和32年1月25日　印　刷
昭和32年1月30日　発　行

著作権所有　工業技術院地質調査所

印刷者　向　喜久雄
東京都品川区上大崎3の300

印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3の300

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

[redacted] 昭和 32 5. 4. 寄贈 [redacted]

Katsu Kaneko, Director

Vol. 8 JANUARY 1957 No. 1

CONTENTS

H. Nakamura, T. Hirukawa: Geology and Hotsprings in the Manza Thermal area, Gunma Prefecture ..... (1)

T. Ansai: Gypsum and Manganese Deposits of the Miyazaki Mine, Miyagi Prefecture .... (15)

K. Motojima: Geochemical Studies of Natural Gas Accumulation in the Vicinity of Isobe-machi, Gunma Prefecture ..... (23)

T. Tateishi, K. Hirasawa: Seismic Prospecting in the Vicinity of Yokoshiba Town, Chiba Prefecture. —— Seismic Prospecting on Kwantō District II —— ..... (41)

K. Komura: Preliminary Report on Some Bedded Deposits of Cupriferous Pyrite in the Yoshino Province, Nara Prefecture ..... (51)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 8, No. 1, 1957